

8K -



A LEVEGŐ FIZIKAI FÖLDRAJZA.

A
TUDOMÁNYOS FÖLDRAJZ
KÉZIKÖNYVEI.

A M. KIR. VALLÁS- ÉS KÖZOKTATÁSÜGYI MINISZTER ÚR
TÁMOGATÁSÁVAL

SZERKESZTI

LÓCZY LAJOS.

MÁSODIK KÖTET:
FIZIKAI FÖLDRAJZ.

I. RÉSZ

CHOLNOKY JENŐ

A LEVEGŐ FIZIKAI FÖLDRAJZA.

BUDAPEST

KIADJA A MAGYAR FÖLDRAJZI INTÉZET RÉSZVÉNYTÁRSASÁG

1903.

A
LEVEGŐ FIZIKAI FÖLDRAJZA.

A M. KIR. VALLÁS- ÉS KÖZOKTATÁSÜGYI MINISTER ÚR
MEGBIZÁSÁBÓL

IRTA

CHOLNOKY JENŐ.

6 MELLÉKLETTEL, 89 SZÓVEGKÖZTI RAJZZAL:



BUDAPEST

KIADJA A MAGYAR FÖLDRAJZI INTÉZET RÉSZVÉNYTÁRSASÁG

1903.

NC-102.872

MTA KÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT

201506169

"PÁTRIA" RÉSZVÉNY-TÁRSASÁG NYOMÁSA, BUDAPEST.

SZERKESZTŐI ELŐSZÓ.

A „Tudományos Földrajz Kézikönyvei“-nek második kötete a fizikai földrajznak van szentelve. Ez foglalkozik a levegőnek, a víznek, a kemény földkéregnek és a Föld hozzáférhetetlen belsejének jelenségeivel. A Föld vonzókörébe tartozó levegő, víz és szilárd tömegek mivoltának leírása és a bennük végbemenő dinamikai jelenségek ismertetése képezi a tulajdonképeni fizikai földrajz feladatait, a melyek ekként három természetes részre oszthatók; negyedikül a biológiai földrajz, vagyis az állatok, növények és az ember eredeti elterjedésének és életföltételeinek leírása még hozzászegődik.

Olyan nagyterjedelművé növekedett az utolsó két évtized alatt az imigy körvonalazott fizikai földrajz ismeret-halmaza, hogy az egészet egy könyvbe foglalni nem ajánlatos. Nemcsak a könyvnek aránytalanul nagy vastagsága és késedelmes megjelenése szólnak ellene ennek, hanem a vastag könyvnek nagyobb ára is.

Azt határoztam el tehát, hogy a II. kötetet négy külön és egymástól egészen független, külön is megszerzhető részben adjuk ki. Ezzel szolgálni vélek a könyv vásárlóinak is, akiknek tulnyomó része egyetemi hallgató.

A II. kötet ennél fogva a következő részekből fog állni :

1. rész. A levegő fizikai földrajza.
2. „ A tenger és az édesvíz földrajza.
3. „ A szilárd földgömb földrajza.
4. „ Az élet földrajza.

A II. kötet 1. része, a melyet itt közrebocsátunk, CHOLNOKY JENŐ egyetemi adjunktus ur munkája.

A könyv elkéstét az I. kötet szerkesztői előszavában jelzett időhöz képest az okozta, hogy az utolsó időben a meteorologia igen nagy haladást és lényeges dolgokban nevezetes átalakulást nyert, amelyeket figyelembe kellett venni. Így különösen a tudományos léghajózás eredményeit is föl kellett dolgozni.

Remélem, hogy a fizikai földrajz többi részei rövidebb időközökben fogják követni az első részt.

Budapest, 1903. januárius hó 1-én.

Dr. LÓCZY LAJOS.

TARTALOMJEGYZÉK.

	Oldal
I. Bevezetés	1
I. Fejezet. A légkör méretei és összetétele	2
I. Rész. A levegő hőmérséklete	14
I. Fejezet. A levegő hőmérsékletváltozásának okai	14
II. „ A levegő hőmérsékletének változása vertikális irányban, a szabad levegőben	27
III. „ A hőmérséklet változása vertikális irányban, hegyek között	46
IV. „ A hőmérséklet földrajzi eloszlása	52
V. „ A hőmérséklet ingadozása	71
II. Rész. A levegő nyomása és mozgása	92
I. Fejezet. A légnyomás vertikális és horizontális elterjedése	92
II. „ A légnyomás ingadozása	107
III. „ A szélről általában	117
IV. „ A légáramlások keletkezése és módosulása	122
V. „ Az állandó szélrendszerek	134
VI. „ A periodosus szelek	142
VII. „ Cziklónok és anticziklónok	155
VIII. „ Forgószelek és lokális szelek	168
III. Rész. A levegő páratartalma és annak kicsapódása	185
I. Fejezet. A levegő páratartalma	185
II. „ A levegő páratartalmának vertikális és horizontális elter- jedése	190
III. „ A pára keletkezése és kicsapódása	195
IV. „ A csapadék földrajzi eloszlása	217
V. „ A csapadék napi és évi ingadozása	235
VI. „ A zivatarok	246
IV. Rész. A légköri elektromosság és a légkör optikai jelenségei	261
I. Fejezet. A légköri elektromosság és a villám	261
II. „ A sark-fény	271
III. „ Optikai tűnemények a levegőben	280
FÜGGELÉK : 1. A hőmérőkről	290
2. A barométer	294
3. A barométer redukeziója	299
4. A légnyomás redukálása a tenger színére	302
5. A barométeres magasságmérés	303
6. A szél sebességének és nyomásának mérése	312
7. A levegő páratartalmának és nedvességének mérése	312
8. A felhők magasságának megmérése	315
9. Az esőmérők, vagy ombrométerek	320
10. A napsütés tartalmának meghatározása	320

SAJTÓHIBÁK.

11. oldal felülről 12. sor „lavegő“ helyett olvasd „levegő“.
33. oldalon a 7. ábra aláírásában „vertikálásban“ helyett olvasd „vertikálisban“.
106. oldalon a 31. ábra aláírásában „december“ helyett olvasd „december“.
151. oldalon az 51. ábra aláírása „A szél keletkezése“ helyett olvasd : „A száraz-földi szél keletkezése“.
164. oldalon alulról 6. sorban „distribution“ helyett olvasd „distribution“.
244. oldalon a 68. ábra három részlete alól elmaradt az illető helyeknek megnevezése. Az ábra első oszlopa Philadelphia, a második Hong-Kong és a harmadik Peking esőzésének járását tünteti fel.
269. oldalon legalul a jegyzetből kimaradt : *Konkoly M.* Astrophys megfigyelések 1883-ban 214 villám spektroskop megfigy. Értek. a Math. Tud. köréből. Akadémia 1884 XI. köt. 1. sz. p. 11—15. — Csill. megfigyeléseim 1874 és 75-ben Értek. a Math. Tud. köréből 1876. p. 39
283. oldalon alulról 5. sor „Kratova“ helyett olvasd „Krattoa“.

BEVEZETÉS.

A METEOROLOGIA az a tudomány, amely a Föld légkörével és annak tünetényeivel foglalkozik. Megismerteti tehát Földünk levegőjének anyagi tulajdonságait, elhelyezkedését a Föld színén, méreteit, a levegőben végbemenő változásokat, annak okait és következményeit. Általános törvényeket igyekezik megállapítani, amelyek szerint történnek a légkör állapotának megváltozásai.

A klimatologia viszont az a tudomány, amely a légkör közepes állapotával foglalkozik a Föld egyes helyein. A légkör közepes állapotát valamely helyen az illető hely klimájának nevezzük. Amíg tehát a meteorologia a légkör tünetényeivel általánosságban foglalkozik, addig a klimatologia ezeknek a tünetényeknek földrajzi eloszlását tüzi ki végső czéljául.

A két tudományág egymáshoz olyan közel áll, hogy itt-ott alig lehet elválasztani, de ép oly erős köztük logikailag a különbség, mint a fizikai és leíró földrajz között. Az egyik a tünetényekkel általában, a másik azoknak földrajzi eloszlásával foglalkozik. A fizikai földrajz hiányos volna a meteorologia nélkül, de a leíró földrajz sem adna elegendő képet a tárgyalt földrészekről, ha azoknak klimáját nem ecsetelné.

Amint a fizikai földrajz problémáinak fejtegetésekor a tárgyalt tünetények földrajzi eloszlását is szemügyre szokás venni, a nyujtott kép egységesítése végett, azonképen mi is az egyes meteorologiai tünetények földrajzi eloszlását is azonnal figyelembe fogjuk venni, hogy így a Föld légköréről egységes képet nyujthassunk.

A két tudomány ugyanis együttvéve a Föld légköréről szóló tudásaink összeségét öleli fel s így méltán nevezhetjük a légkör tudományának.

I. FEJEZET.

A légkör méretei és összetétele.

A) A légkör méretei.

Földünket legnagyobb részt oxigénből és nitrogénből összetett gázalaku burok veszi körül fölfelé folyton ritkuló rétegben. A gázoknak határtalan kiterjedése okozza azt, hogy ez a gázalaku burok nem határolódik élesen, mint a víz, vagy a szilárd kéreg, hanem folyton fogyó sűrűséggel, végtelen finom eloszlással végződik a világtér felé. Ennél fogva bajos is megmondani felső határát, annál is inkább, mert nem tudjuk ma még, hogy az égi testek közötti tért egyáltalában kitölti-e anyag, vagy sem. Legfeljebb azokat a magasságokat említhetjük fel, amelyekben bizonyos tünetények folytán a légkör jelenlétét konstatálni sikerült. A kinetikus gázelmélet szerint egyetlen égi test légköre sem állandó, hanem abból mindig szabadulnak el molekulák a világtér felé s viszont a legkisebb égi testen is mindig vannak olyan gázmolekulák, amelyek róla el nem szabadulhatnak. *) Azonkívül ujabban mindinkább arra a meggyőződésre jutunk, hogy a világtér az égi testek között rendkívül megritkított gáz tölti ki. Ebben az esetben a Föld légkörének határául azt a nivófelületet kell tekintenünk, amely határa a mindjobban ellapuló szferoid alaku nivófelületeknek. Egy bizonyos határon túl ugyanis a cenztrifugális gyorsulás a gravitáció gyorsulásánál nagyobb lesz s a nivófelület azoknak közös ekvátorsíkjába megy át. Ezt a felületet azért kell elméletileg a levegő legfelső határául tekintenünk, mert ezen túl a gázmolekulák nem vehetnek többé részt a Föld forgásában. Ez a távolság az ekvátor felett a Föld sugarának 5—6-szoros távolságában van.

A Föld légkörének határául választhatjuk azt a nivófelületet is, amelyen a levegő rugalmassága tart egyensúlyt a nehézséggel. Ez a határfelület az egyenlítő felett 203 km. magasságban van.

Végül választhatjuk határfelületül azt a nivófelületet, a melyet a gázok mechanikai hőelméletéből vezethetünk le. Ha

*) STONEY: Nature 61. és 62. kötet.

a levegő helyett vizgőz borítaná a Föld felszínét, ez magasabbra nem terjedhetne, mint 350 km.

Ezek a magasságok a meteorologusra nézve közelről sem olyan fontosak, mint azok, amelyekben még felhők képződhetnek s amelyekben általában a levegő sűrűsége elég nagy ahhoz, hogy különféle tünetmények annak jelenlétéről tanúságot tegyenek. Ezek a tünetmények a következők:

1. Ha megfigyeljük, hogy a Nap nyugta után mely időpontban tűnik el az égről teljesen az alkonyat fénye, akkor a Nap horizon alatti mélységéből kiszámíthatjuk a levegőréteg vastagságát, vagyis a felhők magasságát. Már a 12. században próbálta ezen a módon ALHAZEN a felhők magasságát meghatározni s újabban is többen foglalkoztak vele. Ez a módszer természetesen csak az alsó határát adja meg annak a magasságnak, amelyben még felhőképződésre elég sűrű a levegő s az eredmény annál nagyobb magasságokat fog szolgáltatni, minél tisztább a levegő. Újabb ilyen mérések szerint még felhők usznak a Föld felszíne felett 50—70 km. magasságban.

2. A 80-as évek végén olyan felhőket figyeltek meg, amelyek még késő éjszaka is fényt kapnak a Naptól. Ezek az úgynevezett világító, vagy gyöngyház fényű felhők. Ezek gyorsan mozognak s valószínűleg nem vesznek már (teljesen) részt a Föld forgásában. Magasságukat JESSE teljesen megbízható fotografiai háromszögelés útján*) 83 km.-nek találta, míg MOHN 100—140 km. körül határozta meg azok magasságát, a Nap horizon alatti mélységéből számítva. Valószínű azonban, hogy a mérésnek ez a módja nem megbízható.**)

3. Az éjszakai fény magasságának meghatározása igen különféle eredményre vezet. Van olyan éjszakai fény, amely néhány kilométer magasságu s viszont mértek olyanokat, amelyeknek magassága 200 km.-en is felül van. Valószínű, hogy az éjszakai fény feltűnésének legfelső határa 200 km. körül van, de rendszeren 50—60 km. magasságban jelennek meg. Még az is kérdés tárgya lehet, hogy az éjszakai fény megjelenése okvetetlenül a levegőhöz van-e kötve, vagy levegő nélkül is előállhat?

*) Sitzungsberichte der k. preuss. Akad. zu Berlin 1890. XL. (Kivonat: Met. Zeitschr. VII. k. [84.] lap és VIII. k. 306. lap.)

**) Meteorologische Zeitschrift. X. kötet. 81. lap. Kétségre vonja JESSE u. o. 384. lap.

4. A hullócsillagok kigyulásának magasságát ujabban a fotografia segélyével sokkal biztosabban tudjuk meghatározni, mint azelőtt. Annyi bizonyos, hogy ahol a meteorok kigyuladnak, ott már elég sűrű a levegő ahhoz, hogy a vele való surlódás izzóvá tegye a kis égitestek felszínét. De amíg ez bekövetkezik, elég hosszú utat kell megtenni a meteornak már ilyen sűrűbb levegőben. Ezek az észleletek tehát szintén csak arról fognak bennünket tudósítani, hogy bizonyos magasságban már elég sűrű a levegő, de annak határát nem adják meg.

Amíg a régibb mérések (SCHIAPARELLI) 200—400 km. magasság közt ingadoztak, az újabbak tetemesen alacsonyabbra teszik az első kigyulás helyét s aligha lesz az 200 km.-nél magasabb.

Összefoglalva a mondottakat, annyi bizonyos, hogy 200 km.-nél nagyobb magasságról nincsen biztos tudósításunk a levegő jelenlétéről, vagy annak olyan sűrűségéről, amely a Föld felszínéről is észrevehető optikai és mechanikai tűnemények előidézésére elegendő volna. Az is bizonyosnak látszik, hogy 80—100 km. magasságon túl már a levegő olyan ritka, hogy abban a geográfust érdeklő tűnemények már csak felette ritkán fordulnak elő.

* * *

A levegő sűrűsége a Föld felszínén a legnagyobb s fölfelé folyton csökkenik. De magán a Föld felszínén sem mindenütt egyenlő s ugyanazon a helyen sem marad állandó. Ezekkel a változásokkal külön fejezetben fogunk foglalkozni, itt csak a következő megjegyzésekre szorítkozunk:

1 liter 0°-u száraz levegő, amikor a barometer 760 mm-en áll, körülbelül 1.293 grammot nyom. Miután a Föld felszínén a gravitáció nem mindenütt egyenlő, még azt a megszorítást is kell tennünk, hogy a mérést Párisban végeztük, mert ezen a helyen levő gravitációt vették a mértékegységek megállapításakor alapul.

Ha az abszolút sűrűség alatt a levegőnek azt a tulajdonságát értjük, amelyet a térfogategységben foglalt tömeg mennyiségével mérünk, úgy a 0°-u levegő sűrűsége Párisban, a mikor a barometer 760 mm.-en áll, az egy köbczentiméterben foglalt grammok számával fejezhető ki, tehát 0.001,293,187.

A levegő közepes nyomása a Föld felületén a tenger színében pontosan még nem ismeretes, de körülbelül 760 mm.

körül van. Ez azonban nem fejezi ki azt a valódi nyomást, a melylyel a levegő valóban nyomja a Föld felszínét, mert hisz a tenger színe felett (a geoid felszíne felett) a levegő alsó rétegeinek egy része helyett a hegyek tömegei emelkednek. Ha a hegyeket a gravitáció megváltozása nélkül eltávolítanók, úgy a levegő a Föld egész felszínére csak körülbelül olyan nyomással nehezednék, a melynek $740\frac{1}{2}$ mm. barometer-állás felel meg.

A levegő összes mennyiségének kiszámítására tehát ennek a nyomásnak megfelelő sűrűséget kellene figyelembe vennünk.

De nem ismerjük pontosan még azt a törvényt sem, a melylyel a levegő sűrűsége a vertikális irányban változik. Ismernünk kellene ehhez a hőmérséklet változását fölfelé, azután a nyomás csökkenésének törvényét s végül figyelemmel kell arra is lennünk, hogy a BOYLE-MARIOTTE-féle törvény a nagy magasságban igen megritkult levegőre többé nem alkalmazható. A következő számok tehát csak egész durva közelítéssel fejezik ki a levegő nyomását nagyobb magasságokban. A számításokhoz a különböző magasságokban levő levegőrétegek közepes hőmérséklete helyett azoknak legvalószínűbb értékeit kellett venni. A hozzávetőleges nyomás különféle magasságokban a következő:*)

Magasság km. ...	0	10	20	30	40	50	100	300
Nyomás mm. ...	760	217	51	9.3	1.24	0.11	0.0012	35×10^{-17}

Látnivaló, hogy nagy magasságokban a levegő már elméletileg olyan ritka, hogy az még képzeletünket is fölülmulja.

B) A levegő alkotó részei.

A levegő meglehetősen komplikált összetételű. Legnagyobb-részt nitrogénből, oxigénből és vízgőzből van.**)

*) HANN: Meteorologie Leipzig, 1901. 5. lap.

**) A gáz és a gőz tulajdonképen ugyanazt jelenti. Gázoknak szoktuk azokat a légmű testeket nevezni, a melyeket rendszeren ilyen állapotban ismerünk (oxigén, hidrogén, szénsav stb.), míg gőznek a rendszeren folyékony állapotban ismeretes anyagok gáz állapotát nevezzük. Amit rendszeren köznapi értelemben gőznek neveznek, a mi látható fehér felhő alakban száll fel a forró víz színéről, az tulajdonképen már nem gőz, hanem finom apró cseppek, tehát már „cseppfolyós halmazállapot.”

mennyisége igen változó és nem szükségképpen való alkotórésze a levegőnek. A száraz és teljesen tiszta levegő összetétele a következő: 100 térfogat levegőben van

oxigén	21·0	térfogat
nitrogén	78·05	„
argon (és rokonai)	0·94	„

100 súlyrész tiszta levegőben van:

oxigén	23·2	súlyrész
nitrogén	75·5	„
argon (és rokonai)	1·3	„

A levegőnek ez az összetétele az általunk ismert magasságokig nagyon pontosan ugyanez. Ezenkívül mindig van a levegőben széndioxid (CO_2), ammoniak, salétromossav, salétromsav meg kénsav nyomokban, de ezeknek a mennyisége nagyon változik. Nem tudjuk azonban azt, hogy a levegő összetétele nagy magasságokban is ugyanez marad-e?

Ha a levegő egymással keveredett gázai egymástól függetlenül foglalhatják el a tulajdonságaiknak megfelelő elterjedést, akkor a magasság szerint a következőleg helyezkednek el:

Magasság km.	0	10	20	40	60	80	100
100 súlyrész levegőben van:	Szénsav	...	0·03	0·02	0·01	—	—	—	—
	Oxigén	...	21·00	18·43	16·07	11·86	7·52	2·2	0·30
	Argon	...	1·20	0·75	0·46	0·16	0·00	—	—
	Nitrogén	...	77·75	80·74	83·26	85·94	75·54	31·0	4·60
	Hidrogén	...	0·02	0·06	0·20	2·04	16·94	66·8	95·10

100 km. magasságban tehát a levegő már majdnem tiszta hidrogénből volna.*) Igen nagy magasságokból, regisztráló ballonokkal hozott próbák azonban változást alig mutatnak. A levegő oxigéntartalma 5—6 km. magasságban 1—2 századrész perczenttel bizonyult kevesebbnek, mint a Föld felszínén. Nagyobb magasságokról nincsenek megbízható tudósításaink. A gázok ilyenén szétválása elméletileg is csak ott következhetik be, ahova már a hőmérsékletváltozás miatt keletkező felfelé tartó áramlások fel nem juthatnak, mert ameddig ez a mozgás fölér, odáig a keveredés folytonos s így az előbbi különbségek nem érezhetők.

*) HINRICHS ezen (L. Meteor. Zeitschr. 1900. p. 564.) adatai a levegő összetételére nézve a Föld felszínén eltérnek az általános felfogástól, de azért változatlanul átvettem.

A levegőt összetevő gázokról a következőket jegyezzük meg :

1. Az oxigén (*O*) a levegőt tevő gázkeveréknek legfontosabb eleme, mert minden szerves életnek nélkülözhetetlen feltétele. Ha a levegőben mesterségesen leszállítjuk az oxigén mennyiségét 17·2⁰/₀-re, úgy az többé az életre nem alkalmas. Nagy magasságokban nem a levegő ritkasága, hanem az oxigén abszolút mennyiségének megcsökkenése teszi lehetetlenné az életet. Egy lélekzetvételtre ugyanis tüdők nem képes az élet fentartására elegendő mennyiségű oxigént belehelni. Ez okozza a hegyi betegséget. Emiatt az organikus élet lehetőségének határa úgy látszik a 10 km.-en nem sokkal terjedhet felül. Az oxigén atomsulya 15·96, levegőre vonatkoztatott sűrűsége 1·10563; a folyós oxigén forráspontja — 181·5⁰ C, kritikus hőfoka — 113⁰.

Az oxigén sajátos allotrop alakja az *ozon*. Amíg az oxigén minden molekulája 2 atomból van, addig az ozon az oxigénnek olyan alakja, hogy abban 3 oxigén-atom egyesül egy molekulává. Különösen nagy mennyiségben képződik az elektromos szikra kisülése alkalmával s az ilyenkor tapasztalható különös szagot okozza. Sűrűsége 1·65845 (ha a levegőé = 1), folyós állapotban forráspontja — 125⁰.

A levegő ózontartalma változó s állítólag nyáron több, mint télen. A párisi Montsouris-parkban végzett hosszás észlelések szerint 100 m³ levegőben közepesen 1·6 milligramm ozon van, amely néhány tizedrészszel nagyobb nyáron és kisebb télen, de változik az uralkodó szelek irányával is.

Zivatarok, villámesapások után mennyisége megnövekedik, a szoba és a nagyvárosok levegőjéből hiányzik. Dr. LOSVAY LAJOS kétségbe vonta, hogy a levegőben ózon van, s azt hiszi, hogy a salétromossav okozza azokat a reakciókat, amelyekkel a levegő ózonját kimutatni igyekeztek.*) Fejtegetéseiből annyi bizonyossá lett, hogy az ózon meghatározásával nagyon vigyáznunk kell s a Montsouris-park ez irányban tett megfigyeléseit csak kételkedve fogadhatjuk.

2. A nitrogén (*N*) jelenléte a levegőben reánk nézve szintén nélkülözhetetlen, mert az oxigén anélkül, hogy nitrogénnel

*) Bulletin de la Soc. chimique de Paris. 1889. Ser. 3. Tome II. Ugy-szintén: Naturwiss. Rundschau 1890. jan. 18.

ennyire fel van higitva, gyorsan tönkre tenné az életműködést, de amellet a nitrogén a növényi és állati szervezetnek fontos alkotó része. Atomsulya 14, sűrűsége a levegőre vonatkoztatva 0'9713. Igen nehezen egyesül más elemekkel.

3. Az argont lord RAYLEIGH fedezte fel oly módon, hogy észre vette, miszerint a levegőből a legnagyobb óvatossággal előállított nitrogénnek a fajsulya mindig valami csekélységgel nagyobb volt, mint a vegyületekből előállított nitrogéné. RAMSAY-val együtt állapították meg chemiai és fizikai tulajdonságait. Atom-sulya 40, fajsulya a levegőre vonatkoztatva 1'39, folyós állapotban forráspontja — 187°. Kisérétében van még néhány más elem is, amelyek azonban elenyésző csekély mennyiségűek. (Az argon 10/o levegőben foglalt mennyiségének 0'001 részével van jelen a néon, ennek $\frac{1}{10}$, $\frac{1}{20}$ mennyiségével a helium, 2 százezred-rész perezentben a kripton s még kevesebb a métargon.)*)

Ezeket a rendkívül állandó mennyiségű alkotórészeket kívül még a következő anyagok szoktak a levegőben lenni:

1. A széndioxid (szénsav anhidrid CO_2) mennyisége a levegőben csekély ugyan, de annyira állandó, hogy a levegő állandó összetevői közé is lehetett volna sorolni. 100 köbméter levegőben rendszeren körülbelül 30 liter széndioxid van, de mennyisége némileg változik. A déli féltekén ugylátszik valamivel kevesebb van, mint az északi féltekén. A városokban valamivel több van, mint a szabad mezőn. FODOR JÓZSEF Budapest levegőjében 38'86 litert mutatott ki 100 köbméterben.***) MÜNZ és AUBIN Páris levegőjében 31 litert, a szabad mezőn 28'4 litert mutatott ki. A szénsav mennyisége ugy látszik télen nagyobb mint nyáron. Párisban a Montsouris-parkban 13 éven át végzett rendszeres észlelések szerint a maximum deczemberben van (30'4 l.), a minimum júliusban (29'2 l.), közepesen 29'8 l. Mások ellenkező eredményre jutottak. FODOR JÓZSEF 1877—79-ben végzett gondos tanulmányai a következő eredményekre vezettek: a) a légkör szénsava ugyanazon a helyen bámulatos egyenletes marad az egész év folyamán. b) A szénsav mennyisége általában legalacsonyabb télen, meg nyár derekán,

*) L. Mathematikai és Physikai Lapok 1899. p. 244.

**) Dr. FODOR JÓZSEF: Egészségtani kutatások. Math. és Természettud. Közlemények. XVI. k. Budapest, 1881. Akadémia.

növekszik a tavaszi hónapokban s legmagasabb állását őszi éri el. c) A szénsav mennyiségének napi ingadozása legnagyobb őszi, legkisebb télen. Az ingadozás határa gyanánt 20 illetőleg 60 litert vehetünk fel 100 m^3 -ben. d) Éjjel több van, mint nappal, este igen gyorsan emelkedik. e) Az eső csökkenti a szénsav-mennyiséget. f) A fagy szaporítja, az olvadás csökkenti a szénsav mennyiségét. g) A hideg évszakban a szénsav együtt jár a levegő nyomásával, míg a meleg évszakban fordított járást mutat. Fodor J. általában a talajlevegőre vezeti vissza a szénsav ingadozását s egyszersmint utal arra is, hogy a fertőző betegségek a szénsav mennyiségével összefüggésben lenni látszanak. SAUSSURE és a SCHLAGINTWEIT testvéreknek az a téves mérésen alapult nézete, hogy a szénsav mennyisége fölfelé növekszik, nem állja meg a helyét, mert újabb tapasztalatok szerint a magas hegyeken a szénsav mennyisége ugyanaz, vagy talán inkább csökkenik.

A szénsav nagyobb mennyiségben belélegezve ártalmas, míg a növényi életnek feltétlen szüksége van rá. Sűrűsége 1:524 (ha a levegőé 1) forráspontja folyós állapotban — 78.2° . Érdekes, hogy a Föld szilárd kérgének belsejéből sok szénsav jut a levegőbe, úgy mint a szénsavas források és a szénsavas exhalációk (Torjai bűdösbarlang, nápolyi kutyabarlang stb.) útján.

2. Ammoniak (NH_3) szintén mindig van a levegőben, de az észlelések nem egyeznek meg egymással. Az esők megtisztítják tőle a levegőt. A sűrűn lakott helyeken több van, mint a szabadban, pl. a párisi Montsouris-parkban végzett észlelések szerint ott körülbelül állandóan 0.002 gm. van 100 m^3 levegőben. Fodor József észlelései szerint Budapesten 0.0039 gm. van 100 m^3 levegőben.

3. Salétromsav és kénsav szintén van nyomokban, az utóbbi különösen a kőszénfűtés következtében s ez nagy ellensége a márvány-műemlékeknek.

4. A hidrogén 1—2 századrész perczentben majdnem mindig jelen van.

5. A szénhidrogének közül különösen a mocsárgáz (metán CH_4) érdemel említést, amelynek jelenlétét a levegőben, más szénhidrogén-gázokkal együtt sikerült konstatálni.*) Az is két-

*) GAUTIER: Compt. rend. 130. p. 1661. és Naturwissenschaftliche Rundschau 1900. Nr. 32.

ségtelen, hogy az ugynevezett lidérczfény, vagyis mocsaras területek felett megjelenő gáz-égés jelenségek valóban előfordulnak. A mocsarakból fejlődő bőséges metángáz tényleg meggyuladhat, ha valami olyan gázzal van keveredve, amely a vizalatti rothadás folyamatok után keletkezik s a levegőre jutva meggyulad. Ilyen pl. a foszforhidrogén. Ilyennemű vizsgálatok azonban még hiányoznak. A metángázak egyébként is keletkeznek a természetben, így pl. a petroleumforrások gázaiban, sőt Herkulesfürdő forrásvizében is kimutatható. Baku híres öröktüzeit legnagyobb részt égő metángázok okozzák.

6. A levegőbe került, szilárd testek törmelékéből álló port két kategóriába kell soroznunk. Az első kategóriába tartozik az a durva por, vagy finom homok, amely a vörös, vagy barnás eső, hó stb. csapadékfestő anyaga. Hevesebb trombák, forgószelek, vagy hirtelen kitörő viharok a finom homokot igen nagy magasságra felragadhatják s az a csapadékkal száll alá, sokszor tetemes távolságra eredő helyétől.

1896. februárius 25.-ét megelőzőleg a deliblati homokpuszta felett oly erős *SE* (Kossava) szél dühöngött, hogy a szemben fekvő községeket valósággal elárasztotta a homok. Ez alkalommal annyi finom homok került a levegőbe, hogy különösen a dunántúli megyékben erősen megfestett hó hullott alá. Számítások szerint a lehullott finom homok mennyisége meghaladta az egy millió métermázsát.*)

Még nagyobb terjedelmű volt az 1901. márczius 11.-i porhullás, amikor minden bizonnyal a Szaharából származó finom homok hullott az esővel igen nagy mennyiségben Szicíliában, Napoliban, ahol színe sötétvörös volt, de felhuzódott a porhullás Éjszak-Olaszországba, Krajnába s innen valamennyi osztrák tartományba, azután Németországba egészen Skandináviáig. Magyarország nyugati részében, egész Budapest vidékéig szintén észleltetett. A por a magasban aránylag gyorsan haladt, mert

10.-én reggel 4 óra tájban: Innsbruck, Graz, Zágráb vonalán;

11.-én reggel 7 óra tájban: München, Linz, Wien, Pécs vonalán;

11.-én délben: Brünn, Selmeczbánya vonalán;

*) Természettud. Közlöny, 1896. p. 147.

11.-én d. u. 4 óra tájban Prag, Krakau vonalán találjuk a porhullást s csak az utána következő éjjelen Poroszországban. $1\frac{1}{2}$ nap alatt ért tehát Siciliából Éjszak-Németországba, óránként tehát mintegy 25 km.-rel haladt. Az Olaszországban lehullott por mennyiségét 14 millió métermázsára teszik. *) A nálunk hullott por szemecskéinek nagysága 0'0013—0'04 mm. között váltakozott. Majdnem kizárólag kvareczzemekből állott, de volt benne elég mészkarbonát, vas és chlórnátrium.

Ezekén kívül még számos esetet ismerünk, amikor a levegőből „véres“ eső, por stb. hullott alá, sőt néha élő állatok, virágpor s egyéb dolgok aláhullásáról is tesznek említést.

Ilyen durva anyag csakis a levegő erős mozgása mellett kerülhet a levegőbe s maradhat egy ideig ott meg. UDDEN szerint **) az $\frac{1}{64}$ mm. átmérőnél kisebb homokszemcséket a szél akár az egész Föld körül is viheti, míg az $\frac{1}{8}$ — $\frac{1}{16}$ mm. átmérőjűeket csakis néhány km. távolságra bírja szállítani. ***)

Ennél a durva pornál sokkal általánosabb elterjedésű az a rendkívül finom por, amely a levegőben állandóan lebeg, kisebb-nagyobb mennyiségben. Ez a por mindenféle anyagnak legfinomabb kopadéka, azonkívül igen sok égésterményt, füstöt, kormot és hamut tartalmaz. Sötét szobába keskeny résen beeresztett napsugárban látjuk ezt a finom port lebegni, de a szobalevegőben valamivel más az összetétele, mint a szabadban.

A levegő porának tulajdoníthatjuk az optikai tűnemények egy részét, amelyekről még szó lesz, de annál fontosabb szerepe van a csapadék képződésében, amint azt az erről szóló fejezetben látni fogjuk. Végül a levegő pora, miután szerves anyagokat is tartalmaz, az ember szervezetére is befolyással van.

FODOR JÓZSEF ****) vizsgálatai szerint Budapest levegője 5 m. magasságban a földfelszín fölött átlag 0'4 milligramm port tartalmazott egy m^3 -ben, (1878—1879-ben). Legkevesebb volt télen, legtöbb nyáron. Sok szerves lény is volt benne és pedig 646 vizsgálat nap közül 522-n lehetett ilyent kimutatni (Bacteriumok, mikro-

*) Földtani Közlöny 1901. XXXI. kötet 148. lap. HELLMANN és MEINARDUS: Der grosse Staubbfall vom 9. bis 12. März 1901 in Nordafrika, Süd- und Mitteleuropa. — Berlin 1901. (Abh. d. k. Preuss. Met. Inst. Bd. II. No. 1.)

**) J. WALTHER Das Gesetz d. Wüstenbildung p. 121.

***) A levegőbe jutott, szélhordta porról l. részletesebben a Földrajzi Tankönyvek IV. kötetében a deflációról szóló fejezetet.

****) Math. és Természettud. Közlemények XVI. kötet.

bacteriumok, penészgombák stb. a desmobacteriumok igen hoves fertőzést okoztak, míg a többi legnagyobb részt ártalmatlan).

Igen behatóan vizsgálta a levegő porát AITKEN J.*) a következő módszer szerint. A levegőben lebegő porszemecskék az által lesznek láthatókká, hogy ha a levegőt vizgőzzel telítjük, akkor minden kis porszemecske a pára kicsapódásának gőcpontjává lesz s kis páragömböcskével vonódik be. Ezek a kis harmatszemecskék azután lehullanak s ha üvegfelületet tartunk alá, arra leszállnak s megolvashatók mikroszkóp segítségével. Aitken műszerének lényeges része elzárható szekrény, annak fenekén kis 1 cm² területű tükör, amely mm²-re van beosztva. A szekrényből a levegő megritkítása végett kis szivattyúval lehet a levegőt kiszivattyuzni s ezzel a levegő lehül s párával teltelített lesz, aminek következménye a porszemeken való kicsapódás és azoknak lerakódása. Mikroszkóppal megolvashatjuk a mm²-re hullott harmatszemek számát s ebből következtethetünk a térfogategységben foglalt porszemek mennyiségére. Érdekesebb eredményei a következők:

Hely és körülmények	Porszemek száma egy cm ³ -ben
Edinburgh, derült idő --- --- --- --- ---	45,000
„ borult, homályos --- --- --- --- ---	250,000
A R. Soc. ülésterme, közel a padlóhoz, ülés előtt --- --- --- --- ---	275,000
Ugyanott, közel a mennyezethez, ülés előtt	3.000,000
Közönséges szobában, közel a mennyezethez, lámpagyújtás előtt --- --- --- --- ---	426,000
Ugyanott, 2 óra múlva 2 gázláng meg- gyújtása után --- --- --- --- ---	46.000,000
Hyères (Dél-Franciaország) szigetek ---	3,550—25,000
Cannes közelében --- --- --- --- ---	1,550—150,000
Rigi Kulm --- --- --- --- ---	210—2,000
Paris, házak közt, nappal --- --- ---	160,000—210,000
London, házak közt, nappal --- --- ---	48,000—116,000
Paris, Eiffel-torony (igen változó, az alsó levegő keveredése miatt) --- --- --- ---	226—104,000
Ben-Nevis (Skótszámban) --- --- --- --- ---	335—473

*) L. Transaction Roy. Soc. Edinburgh Vol. XXXV., XXXVII., XXXIX. Proc. R. S. E. Vol. XVI., XVII., XX. Nature 1888. 428. lap.

Számos egyéb megfigyeléséből, AITKEN szerint a következőket tapasztalhatjuk : *a)* A Föld felszínéhez közel, szabadban, több a por mint nagyobb magasságokban. Magas hegyek tetején aránylag csekély. *b)* A hegyek tetején a szerint változik a por mennyisége, ahonnan fúj a szél. Legkevesebb port a tengeri szelek, meg az erdős hegyekről jövő szelek hoznak, jóval többet, sőt igen sokat a lakott helyekről jövő szelek. *c)* A lakott helyek porral telített levegője nem emelkedik nagy magasságra ; a város tornyai nyugodt időben már felül érnek a nagyon poros levegő fölé. *d)* Eső után tetemesen kevesebb a levegőben a por.

AITKEN a porszemeeskék számából következtet a levegő optikai tűneményeire, de ezt majd egy későbbi fejezetben fogjuk tárgyalni.

A levegő általában annál porosabb, minél szárazabb az idő és minél gyorsabb a felmelegedés. A talaj felmelegedése gyorsabban történik, mint a levegőé s így a talajjal közvetlenül érintkező levegő gyorsan felmelegszi s felszáll. Ilyenkor ragadja magával a legfinomabb porszemeeskéket. De úgy látszik még ezután is, a kis porszem erősebben melegedik, mint a környezete s így folyton melegebb és így ritkább levegővel burkolódik, ami talán szintén hozzájárul felhajtásához.

Hosszantartó szárazságok után a levegő annyira tele lesz porral, hogy a kilátás alig élvezhető, minden távoli tárgy elhomályosodik s a látás határa megszűnik. Az első eső ismét megszabadítja a levegőt a portól, részint kimosás által, részint pedig az által, hogy az eső a magasból tisztább levegőt ragad magával. Valószínű azonban az is, hogy eső alkalmával páratelt lesz a levegő, a kis porszemek körül lecsapódás keletkezik, amely a szemeeskét megsúlyosbitva, aláhullani kényszeríti.

I. RÉSZ

A LEVEGŐ HŐMÉRSÉKLETE.

I. FEJEZET.

A levegő hőmérséklet-változásának okai.

A) A levegő melegség-forrásai.

A Föld felszínére és az azt körülvevő levegőre három hőforrás hat és pedig: 1. a világtér hőmérséklete és a csillagok sugárzó melege; 2. a Föld saját melege és 3. a Nap sugárzása.

1. A világtér hőmérsékletéről még nincs biztos tudomásunk. A világtér hőmérséklete alatt értsük azt a hőmérsékletet, amelyet valamely kormos hőmérő mutatna a Föld helyén, ha arra sem a Nap sem a Föld meleget nem sugározna. Legvalószínűbb az a felvétel, hogy az az abszolút 0° (-273° C.)-tól alig különbözik,*) de minden esetre tetemesen alacsonyabb, mint a Föld légkörében észlelt legkisebb hőmérséklet (körülbelül -80°).

Ennek a hőmérsékletnek annyiban van fontossága, amennyiben a Földről az időegység alatt kisugárzott melegmennyiség függ a Föld és a környezet hőmérsékletének különbségétől.**)

*) Azért vesszük ezt a hőmérsékletet abszolút 0° -nak, mert ilyen hőmérséklet mellett az ugynevezett »tökéletes gázok« molekulaínak haladó mozgásából számított eleven ereje nulla lesz, tehát a molekulák viszonylag teljesen nyugalomban vannak, mintha teljesen hiányoznának a hő, amely a gázok molekuláinak mozgását idézi elő. A természetben tökéletes gázok (amelyeknek hőmérséklete állandó térfogat mellett tökéletesen arányos volna a nyomással) nincsenek, különösen pedig minden gáz eltér ettől az arányosságtól, amikor közel van a folyósodáshoz. Azonkívül ilyen alacsony hőmérséklet mellett minden gáz megváltoztatja halmazállapotát.

**) NEWTON kihűlési törvénye szerint a kihűlés gyorsasága *arányos* a sugárzó test és a környezet hőmérsékletének különbségével. Később ezt a törvényt DULONG és PETIT, majd STEFAN javították, de tökéletes képletünk még nincs, csak a STEFAN-féle törvény szigorú, abszolút fekete testekre.

A csillagok által sugárzott melegmennyiség olyan csekély, hogy annak meghatározásáról, ugy mérés, mint számítás után — le kell mondanunk. Az észlelő felett levő levegőtömeg nehezen számítható sugárzása teljesen fedi ezeket a parányi értékeket. A Hold sugárzása azonban mérhető, sőt meg lehet különböztetni azt a meleget, amelyet a Hold felületéről reflektált (visszavert) napsugarak hoznak, attól a melegtől, amelyet a Nap sugárzása folytán felmelegedett Hold felülete sugároz ki. Annyi bizonyos, hogy a Hold összes sugárzása nem teszi ki a Nap sugárzásának egy százvezred részét sem.

A Hold sugárzásából próbálták a megvilágított Hold felületének hőmérsékletét meghatározni, de eddig sikertelenül. Némelyek 100⁰-nál is melegebbnek tartják, LANGLEY azonban azt hiszi, hogy nem sokkal emelkedhetik felül a 0⁰-on. *)

Vizsgálódásaink közben tehát ugy a világtér, mint a csillagok és a Hold sugárzó melegét figyelmen kívül hagyhatjuk.

2. A Föld belsejének saját melege tetemesen nagyobb hatása, mint az előbbie, de mégis figyelmen kívül maradhat. A Föld felszínén a levegő hőmérsékletének járása nem nagy mélységre (nehány méterre) hatol csak le, azon alul a hőmérséklet egyenletesen emelkedik lefelé. Minden alább következő réteg tehát melegebb, mint a felette levő, ebből hővezetés következik: az alsóbb rétegek vezetéssel átadják melegüket a felsőbb rétegeknek s végül a legfelső réteg a levegőnek. Állandó áramlás keletkezik tehát alulról felfelé, amely annál nagyobb, minél hirtelenebb nő a hőmérséklet lefelé (vagyis minél nagyobb a hőmérsékleti gradiens) és minél jobb vezető a Föld szilárd kérgének illető része. Közepesen a Föld belseje alig ad át több meleget a levegőnek, mint amely egy év alatt képes volna mintegy 7¹/₂ mm. vastag 0⁰-u jégréteget megolvasztani.

Hőmérsékleti gradiens alatt a hőmérséklet csökkenésének mértékét értjük, amelyet a 100 m.-ként észlelhető hőmérsékletkülönbséggel mérünk, fokokban kifejezve. Miután a hőmérséklet a Föld belsejében 30—45 méterenként emelkedik egy egy fokkal, tehát a hőmérsékleti gradiens 3·3⁰ és 2·2⁰ közt van.

A testek hővezető képessége alatt értsük a testeknek azt a tulajdonságát, amelyet az időegység alatt, a terület egységéről

*) Jó tájékozást nyújt erről a kérdésről: Met. Zeitschr. 1899. XVI. köt. 412. lap.

a távolság egységére elvezetett meleg mennyiségével (kalóriákban kifejezve) mérünk, amikor az egységtávolság két végpontja között 1° hőmérsékletkülönbség van. A Föld szilárd kérge 1 mp. alatt 1 cm^2 területről 1 cm. távolságra körülbelül 0.006 gramm-kalóriát képes elvezetni. Az 1 cm^2 területről tovább vezetett hőmennyiség tehát 1 mp. alatt annyi lesz, mint a melegvezető képesség és a hőmérsékleti gradiens szorzata (amely utóbbit most 1 cm. távolságra kell átszámítanunk). Lesz tehát, ha a hőmérsékleti gradienst kerek számban 3° -nak vesszük 100 méterenként:

$$0.0003 \times 0.006 = 0.0000018 \text{ gm-kalória.}$$

Miután egy évben 31,557,000 mp. van, tehát az egy cm^2 -ről egy év alatt elvezetett hőmennyiség 57 gm-kalória, ami minden esetre nagy, mert a hőmérsékleti gradienst nagynak vettük fel. (A Nap sugárzása folytán Földünk minden cm^2 területe körülbelül 481,750 gm-kalóriát kap!) Komplikált uton ki lehet ebből még azt is számítani, hogy a levegő hőmérséklete mintegy 0.1° — 0.2° -kal emelkedett a Föld saját melege folytán,*) ami természetesen teljesen elhanyagolható, amikor a levegő hőmérsékletének nagy változásait is csak igen felületesen ismerjük.

3. A Nap sugárzása a legfőbb, sőt bátran mondhatjuk, hogy majdnem egyedüli oka a levegő hőmérséklet-növekedésének.

A Nap tetemes távolsága dacára is óriási melegmennyiséget sugároz a Földre. Ennek a sugárzó melegnek egy részét a Föld levegőköre elnyeli s csak egy rész jut a Föld felszínére, hogy azt felmelegítse. Emiatt az elnyelődés miatt rendkívül nehéz meghatározni azt a melegmennyiséget, amely tényleg a Nap sugaraival Földünkre, vagy mondjuk a légkör külső határára érkezik, miután sugárzás-mérő eszközzel (aktinometerrel) oda fel nem mehetünk. A Nap sugarai által szállított melegmennyiséget csakis a Föld felszínén mérhetjük meg s ehhez számítás, vagy tapasztalat alapján még hozzá kell adnunk a levegőben elnyelt meleget, hogy a Nap sugárzásának valódi értékét, az úgynevezett „szoláris állandót“ megnyerjük.

A levegő a sugárzó melegnek és fénynek egy részét elnyeli. A levegő elnyelőképessége (absorptiója) nem egyenlő minden

*) L. TRAUBERT: Meteor. Zeitschr. 1897. XIV. k. 151. lap.

rezgésű sugárra nézve. Az absorptio annál nagyobb, minél rövidebb a sugár rezgéshullámának hossza, tehát: a vörös és ultravörös sugarak kevésbé, a kék, viola és ultraviola színek sokkal jobban elnyeletnek.

Azonkívül a levegő elnyelőképessége nagyobb a Föld felszíne közelében, mint a magasban, sőt ugyanazon a helyen is, látszólag ugyanazon körülmények között is változik.

Ha ismerjük a napsugarak intenzitását valamely helyen a Föld felszínén, azután ugyanazon a helyen a Föld felszíne felett bizonyos magasságban, akkor a kettő különbségéből kiszámíthatjuk a két észlelőhely közt levő levegőréteg elnyelőképességét. De természetesen a Napnak ilyenkor a zenithon kell állnia, különben még figyelembe kell vennünk azt is, hogy ferdén jövő napsugarak tetemesen hosszabb utat tesznek meg a levegőben, mint a merőlegesek s így azok nagyobb energia veszteséggel érkeznek a Föld felszínére.

Nagyon komplikált tehát a levegő elnyelőképességének számítása s emellett azok a műszerek, amelyekkel a Nap sugarainak intenzitását mérjük meg (a Pouillet-féle pyrliometer s a Violle-féle aktinometer, amelyet különösen Angström és Chwolson tökéletesítettek stb.) szintén nem szolgáltatnak teljesen megbízható eredményeket. Ezek miatt azután a szoláris állandó sem számítható kellő biztossággal. Emellett még abban sem vagyunk biztosak, hogy a szoláris állandó valódi értéke csakugyan állandó marad-e? A Földnek a Nap körül való keringése közben természetesen változik, mert hisz a Föld majd közelebb, majd távolabb van a Naptól, de még ugyanazon távolságban sem bizonyos, hogy a Nap sugarainak intenzitása állandó.

A szoláris állandó segítségével a Nap hőmérsékletét is ki lehet számítani, vagyis meg lehet határozni, hogy milyen hőfokúnak kell lennie annak a Nappal teljesen egyenlő térfogatu és egyenlő sugárzóképességű testnek, amely a Nap távolságából a Földre ugyanolyan intenzitású sugarakat volna képes kibocsátani.

A legjellemzőbb adatok a következők:

Az észlelő neve	POUILLET (1837)	Violle (1875)	Langley (1884)	Angström (1890)
Szoláris állandó	1.76	2.54	3.07	4.00 kalória
Nap hőmérséklete	5600°	6200°	6000°	7000°

LANGLEY *) beható tanulmányainak köszönhetjük az újabb és kétségkívül jobb eredményeket, miután ő mutatta ki, hogy a levegő a különböző hullámhosszusú rezgéseket nem egyformán nyeli el (műszere, a bolometer tulajdonképpen spektroszkóp, amelyben a felbontott sugarak hőintenzitását egyenkint határozzuk meg galvanos hőmérő segítségével). Tekintsük azonban a legújabb eredményeket a legelfogadhatóbbaknak s vegyük fel a szoláris állandót kerek számban 4 gramm-kalóriának, ami annyit jelent, hogy másodpercenként 1 cm² terület a Föld felszínén, a levegő elnyelését nem számítva, 4 gramm-kalória meleget kap. Ez a melegmennyiség az ekvátoron egy év alatt 642·32 kilogramm-kalóriát tesz ki egy cm² területre, tehát képes volna egy 88 m. vastag jégréteget megolvasztani. Az egész Föld egy év alatt 30×10^{20} kg.-kalória melegmennyiséget kap, ami elég volna körülbelül 72 m. vastag s az egész Földet borító jégréteg megolvasztására.

*

Kísérjük már most figyelemmel a napsugár útját. Kiindulva a Nap felületéről, a napsugár intenzitásából folytonosan veszít és pedig az ismeretes törvény szerint a távolság négyzetével arányosan. 2-szer oly nagy távolságban tehát intenzitása $\frac{1}{4}$, 3-szor olyan távolságban pedig csak $\frac{1}{9}$ rész lesz az intenzitás. A sugár azután elérkezik a levegő határára, amint láttuk, olyan intenzitással, hogy minden cm² területre másodpercenként 4 gramm-kalória meleget szolgáltat (tehát a kalória értelmében szerint minden mp.-ben 4 gramm 0°-u vizet volna képes egy fokkal felmelegíteni minden cm² területen). Ezzel a hatalmas intenzitással lép be a napsugár a Föld levegőkörébe. Itt a sugár egy részét felfogja maga a levegő, egy részét (és pedig igen tetemes részét) a levegőben levő vízgőz és idegen anyagok, egy harmadik rész ezekről visszaverődik a világtér felé s az eredeti intenzitásnak csak mintegy 60—70%-je jut a Föld színére ott, ahol a sugár vertikálisan érte a Föld légkörének felszínét. Minél nedvesebb és porosabb a levegő, annál kevesebb jut a Földre, de amint láttuk, a magasabb rétegekben közlelve sem vész el annyi, mint a Földhöz közellévő rétegekben. Azon-

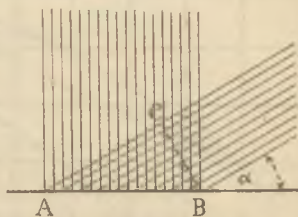
*) S. P. LANGLEY: Researches on solar heat and its absorption by the earth atmosphere. A report of the Mount Whitney expedition. Washington 1884. U. S. A. War Departement. Professional papers of the Signal Service XV.

kivül ne felejtjük, hogy a sugár fénylemeinek különböző hosszúságú rezgéseiből a gyorsabb rezgésűek inkább elnyelettek, mint a lassabb rezgésűek.

A sugár végre elérkezik a Föld felszínére s ott a közetanyagok által részben elnyeletik, részben visszaverődik. Ezzel a kérdéssel még részletesebben fogunk foglalkozni.

A Nap sugarai azonban csak kivételesen s minden helyen a napnak csak egyetlen időpontjában érhetik merőlegesen a Föld felszínét. Egyébként ferdén esnek arra s a sugarak ferdesége egy nap folyamán minden értéket felvesz kétszer, egészen a delelés magasságáig.

A ferdén jövő sugarak azonban a Föld felszínének tetején nagyobb részére oszlanak el, mint a merőleges sugarak. Vegyünk a Föld felszínén egy AB m. hosszúságú és 1 m. szélességű négyszöget. Akkor erre a területre annyi sugár esik, mint amennyi a négyszög területe, t. i. AB m². Ha azonban ugyanerre a területre ferdén süt a Nap (1. ábra), pl. α magassággal, akkor az AB területre sokkal kevesebb jut és pedig annyszor kevesebb, mint ahányszor kisebb az $AB \sin \alpha$ az egyszerű AB -nél. Ezt az $AB \sin \alpha$ hosszát a BC vonal fejezi ki.



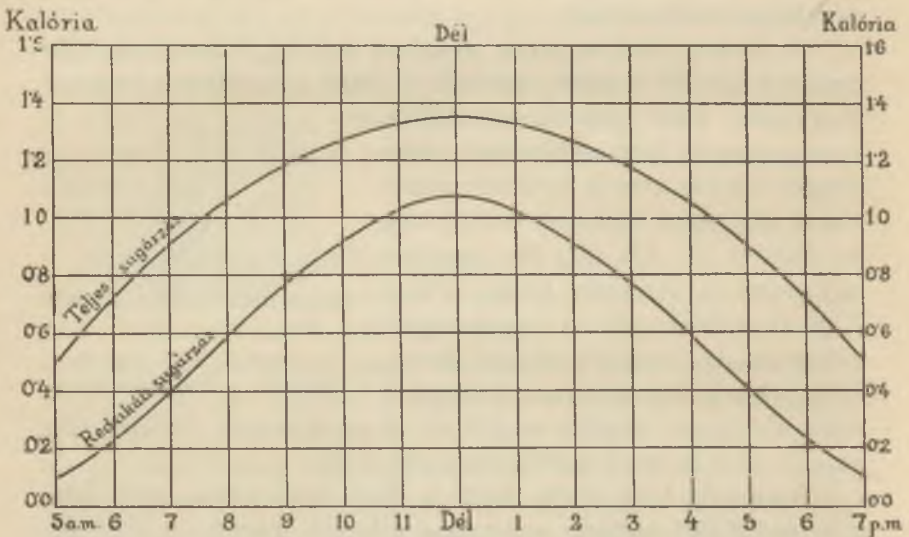
1. ábra. A ferde sugarak viszonya a merőlegesekhez.

Valamely hely felett tehát a Nap sugarainak intenzitása a levegő külső határán egész nap állandó marad. A föld felszínén azonban a Nap sugarainak intenzitása a Nap magasságával folyton változik, azonkívül a földfelszín ugyanazon terület-részére jutó sugármennyiség is folyton változik.

Ha a nappalnak minden órájára, mint abscisszára felrajzolunk a napsugarak intenzitásának megfelelő hosszúságú vonalat, akkor a 2. ábra felső vonalához hasonló vonalat kapunk. Látszik ebből, hogy a sugárzás intenzitása reggel hirtelen emelkedik, délben eléri maximumát s aztán megint aláhanyatlik és pedig este igen hirtelen.

Ha azonban a napsugarak intenzitását redukáljuk a vízszintes földfelületre, vagyis az előbbinek ordinátáit a minden órában megfelelő $\sin \alpha$ -val megszorozzuk, akkor a 2. ábra alsó vonalát kapjuk, amely reggel aránylag még hirtelenebb

emelkedik s délben laposabb ívben halad. Kiszámíthatjuk ebből az ábrából, amely Yxelőben 1888. július 18.-án tett észleletek eredményeit tünteti fel, hogy itt és ekkor mennyi volt az összes melegmennyiség kalóriákban kifejezve, amely a Föld felszínére jutott. Körülbelül ugyanennyi lesz az egész $58^{\circ} 56'$ földrajzi szélesség minden pontján ugyanezen a napon, ha az ég teljesen derült. *) Ha az évnek minden napjára ki tudnánk számítani a sugárzásnak ilyen összegét, akkor képet nyerhetnénk arról, hogy mely hónapokban mennyi a sugárzás. Nagyon kevés ilyen észlelést végeztek s még az eredményeket nem tarthatjuk megállapodottnak.



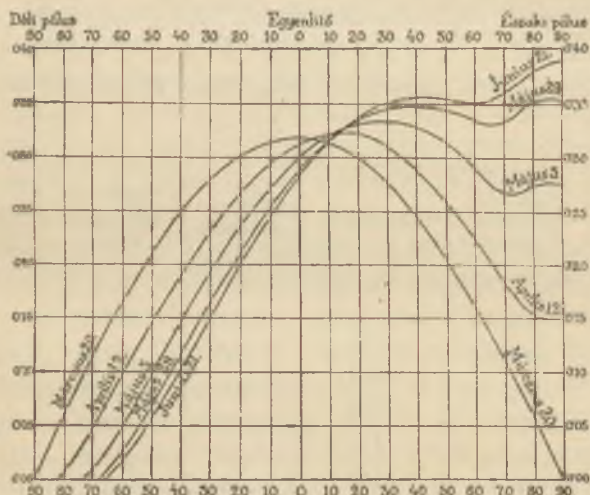
2. ábra. A Nap sugárzásának napi járása Yxelőben és annak redukálása.

Igen érdekes eredményre vezet az olyan elméleti vizsgálódás, amely a Nap sugárzásának intenzitását a levegő elnyelése nélkül, egyszerűen a Nap magassága szerint redukálja. Számítsuk ki pl., hogy márczius 21.-én, tehát a tavaszi napégyenlőség napján minden szélességi körnek egy-egy pontján hány gramm-kalória meleget kapna a vízszintes földfelszín, ha a levegő nem nyelné el a napsugarak egy részét? Ilyenféle számításokat végzett Wiener s az ő eredményei közül közöljük a 3. ábrát.

*) Természetesen csak nagyon közelítőleg, mert tudjuk, hogy teljesen derült napokon is igen változó a levegő elnyelőképesége.

Ebben az ábrában a vízszintes vonalra a $10-10^0$ szélességi köröket jelentő távolságok vannak felrajzolva. A függélyes tengely mellé írott számok pedig $\frac{S}{s}$ viszonyt jelentik, ahol S az a sugárzásmennyiség, amelyet valamely földi pont kapna, ha a Nap egész nap (24 órán át) függélyesen sütne, továbbá s az a sugárzásmennyiség, amelyet az illető hely tényleg kapna az illető napon, ha a levegő nem csökkentené a napsugarak intenzitását.

Márczius 21.-én, a napéjegyenlőség napján persze az ábra szimmetrikus, mert az egyenlítő felett áll a zeniten a Nap s



3. ábra. A Nap sugárzásának eloszlása a földrajzi szélességek szerint.

így tőle éjszakra és délre egyenletesen oszlik el a sugárzás. Igen érdekes azonban a sugárzás eloszlása a nyári solstitium idején, amikor a sugárzás maximuma az éjszakai polusra esik s egy második, kisebb maximum mutatkozik a 40^0 . éjszaki szélesség alatt. De természetesen épen ez az eloszlás a leg-illuzóriusabb, mert hisz tudjuk, hogy a levegő absorptiója lényegesen megváltoztatja a dolgokat. Junius 21.-én a Nap $23\frac{1}{2}^0$ -kal emelkedve a polus horizonja fölé, ezen a magasságon járja körül a látóhatárt s amikor a Nap ilyen magasságban van, akkor a napsugarak által keresztülszelt levegőrétteg vastagsága 2.5-szer akkora, mintha a Nap vertikálisan sütne. De még

azonkívül az elnyelődés nem is egyenesen arányos a levegőréteg vastagságával, hanem sokkal gyorsabban nő.

Ha minden egyes szélességi körre összegezzük az annak egy pontjára egy év alatt sugárzás által jutott melegmennyiséget, akkor érdekes táblázatot kapunk. Nehéz azonban a melegmennyiség abszolút értékével dolgoznunk s vegyünk fel ismét összehasonlítást. Keressük azt, hogy a Földnek valamely pontjára egy év alatt jutott meleg mennyisége hányszorosa annak a melegmennyiségnek, amelyet az egyenlítő egy pontja kap egy egész éven át, naponként, közepesen. Egy ilyen közepes napi sugárzás mennyisége legyen az egység, akkor az egyenlítő egész évi összes sugárzásmennyisége az év napjainak számával egyenlő, ez pedig pontosan 365·24. A paralell-körök évi összes hőmennyisége ilyen mértékben kifejezve a következő táblázatban foglaltatik :

Földrajzi szélesség	Sugárzás-egységek száma	Különbség	Földrajzi szélesség	Sugárzás-egységek száma	Különbség
0°	365·2		50°	249·7	20·9
5°	364·0	1·2	55°	222·8	21·0
10°	360·2	3·8	60°	207·8	19·9
15°	353·9	6·2	65°	187·9	14·9
20°	345·2	8·7	70°	173·0	9·8
25°	334·2	11·0	75°	163·2	6·6
30°	321·0	13·2	80°	156·6	3·8
35°	305·7	15·3	85°	152·8	1·2
40°	288·5	17·2	90°	151·6	
45°	269·8	18·7			
		20·1			

Természetesen ez is egészen más értékeket szolgáltatna, ha a levegő elnyelődését is figyelembe vennők, ami azonban a mai tapasztalatok szerint még lehetetlen.

Fontos dolog még megvizsgálnunk azt a kérdést, hogy az egész éven át a déli félteke egyenlő melegmennyiséget kap-e az éjszaki féltekével? Tudjuk ugyanis, hogy a Föld a Nap körül nem körpályán, hanem hosszas ellipszisen mozog, amelynek egyik gyújtópontjában van a Nap. A mi féltekénk telén a

Föld legközelebb van a Naphoz s így, miután a sugárzás intenzitása fordított arányban van a távolság négyzetével, a mi telünkön tényleg erősebb a Nap sugárzása, mint a déli félteke telén. De viszont a mi nyarunkon gyengébb, mint a déli félteke nyarán. Az északi félteke tele azonkívül rövidebb, mint a déli féltekéé, mert az éjszakin 179 napig, a délin 186 napig van tél.

Azonban a két félteke által egy egész évben nyert összes hőmennyiség mégis egyenlő. Tudjuk ugyanis, hogy a Föld mozgásának sebessége szintén a Naptól való távolság négyzetével áll fordított arányban. Más szóval: a Naphoz közelebb rövidebb idő kell ugyanazon szögnek megfelelő iv megfutására, mint a Naptól távol. Vegyünk fel tehát a Föld felszínén két pontot, amelyek közül az egyik az északi, a másik a déli féltekén fekszik, de mind a kettőnek legyen ugyanaz a szélessége. Amikor az északi féltekén fekvő pont felett a Nap deklinációja $+\delta$, akkor ugyan a Nap sugárzásának intenzitása nagyobb, mint a déli féltekén levő ponton akkor, amikor a Nap deklinációja $-\delta$, de viszont az előbbi esetben rövidebb idő alatt futja meg a Föld ugyanannak a szögnek megfelelő ivet, mint a második esetben. Az ugyanazon szögnek megfelelő iv megfutásakor az egyik pontnak nagyobb intenzitású sugárzás jut, mint a másiknak, de amennyiszer nagyobb az intenzitás, ugyanannyiszor rövidebb az idő, amely alatt ez az intenzitású sugárzás hat az illető pontokra. Végösszeben tehát a két pontra egy év alatt jutott sugárzásmennyiség ugyanaz. Helytelen tehát az a vélemény, hogy az északi és déli félteke klimatikus különbségét a földpályának elliptikus volta okozza. Helytelen ezzel együtt ADHÉMAR-nak az a kísérlete, hogy a jégkorszakot a Föld pályájának nagyobb elnyultságával magyarázza meg.

B) A nyert meleg kisugárzása.

A Nap sugarai által a Föld levegőkörébe és a Föld felszínére jutott melegmennyiség a következő folyamatokkal alakul át:

1. A sugárzás melegének és fényének egy részét útközben már a levegő elnyeli.
2. A levegő ezt az elnyelt sugárzást részben a Föld felé, részben a világtér felé kisugározza.

3. A levegőn keresztül a földfelszínre érkezett melegmennyiség a legfelső közetrétegeket megmelegíti, némelyiket jobban, másikat kevésbé, a közet minősége, különösen pedig reflektálóképessége szerint.

4. A közetbe jutott meleg elterjed abban vezetés folytán lefelé, a közetnem vezetőképessége szerint. A közet felső rétege bizonyos hőfokot vesz fel, amely megint az illető közet hőkapacitásától függ.

5. A földfelszín legfelső rétege a kapott meleget részben vezetés útján, részben sugárzás útján a felette levő levegővel is közli, részben pedig kisugározza a világtér felé.

6. A levegő legalsó rétegei a földfelszíntől nyert meleget részben sugárzás által közvetítik a többi levegőréteggel, részben pedig az ugynevezett konvekció-áramokkal terjesztik el magassabb régiókba.

7. Különbözik a szárazföld felszínének magaviselete a víz felszínének viselkedésétől, mert a vízbe a sugarak mélyebbre behatolnak, annak vastagabb rétegét melegítik át, a vízben is létrejövő konvekció áramok pedig a kisugárzást módosítják.

A szárazföld feletti levegő felmelegedése és lehülése tehát különbözni fog a víz feletti levegő hőmérsékletváltozásaitól s ez a Föld felszínén ismeretes két legfontosabb klíma-csoport keletkezésének egyik oka, t. i. az oceáni és a szárazföldi klímát egymástól épen a hőmérséklet járása különbözteti meg.

A napsugarak elnyelt melegéből a levegő aránylag igen sokat sugároz a Földre is. Az a szétszórt meleg és fény, amelyet a levegő tartalmaz, jelentékeny tényező a levegő meleg-háztartásában, mert néha oly erős, hogy egyensúlyt tarthat a földfelszín kisugárzásával. Derült ég felé azonban a talaj kisugárzása mindig nagyobb, mint az atmoszféra sugárzása, sőt még nappal is árnyékos helyen a talaj kisugárzása nagyobb.*) Borult égről azonban a levegő sugárzása felülmúlhatja a kisugárzást s így a lehülés nem lesz olyan tetemes. Újabb vizsgálatok ugyanis megerősítik, hogy felhős ég felé is tetemes a kisugárzás s nem is annyira a felhők akadályozzák meg a kisugárzást, mint inkább a felhők s általában a borus

*) S. TH. HOMER: Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel u. Erde. Leipzig 1897.

atmoszféra viisszasugárzása akadályozza meg a talaj erős lehülését. A kérdés még mindenesetre homályos, de annyi bizonyos, hogy derült ég felé a talaj egy éjjel alatt minden négyszögczeenti-méternyi területéről jóval több mint 100 gramm-kalória meleget is kisugározhat, míg borult ég alatt a talaj hővesztesége közelről sem lesz ekkora. A kisugárzás abszolút mennyisége még a talaj minőségétől is függ. Abszolút mértékű meghatározásaink még nincsenek ugyan, de a következő kis táblázat fogalmat nyújthat erről a dologról. A talajra szabadon kifejtetett hőmérő ugyanis a következő fokokkal mutat kevesebbet (GLAISHER szerint, mint a védett hőmérő:

Kavicsos	--- --- ---	1·3 ⁰	Rövid gyepen	--- ---	4·1 ⁰
Kövön	--- --- ---	1·8 ⁰	Hosszu fűvön	--- ---	4·7 ⁰
Homokon	--- --- ---	2·1 ⁰	Bozótos növényzeten	---	5·7 ⁰
Kerti földön	--- ---	2·2 ⁰			

A talaj magaviseletét a kisugárzásra nézve a következő körülmények szabályozzák: Különféle anyagokkal ugyanazt a hőmennyiséget közölve, különféle hőfokra melegednek fel. Mértékegységül a víz hőkapacitását szokás venni, amely talán legnagyobb a természetben nagy mennyiségben előforduló anyagoké közt. Amíg pl. 1 kg. víznek 0⁰-ról 100⁰-ra való felhevítésére 100 kg.-kalória hőmennyiség kell, addig 1 kg. platina ugyanilyen felmelegítésre csak 3 kalóriánál valamivel többet kíván. Hasonlóan tetemesen kevesebb a talajnemek hőkapacitása, mint a vízé, de egymás közt is lényeges különbségeket mutatnak. Nedves talaj hőkapacitása sokkal nagyobb, mint szárazé stb. Ugyanazon papsugárzás hatása alatt tehát a kevesebb hőkapacitású anyagok magasabb hőfokra melegednek fel, mint a nagyobb hőkapacitásúak. A kisugárzás intenzitása azonban annál nagyobb, minél nagyobb a kihülő test és környezete között a hőmérséklet-különbség. Kis hőkapacitású anyagok tehát hirtelen felmelegesznek, magas hőfokra, de aztán gyorsabban is kisugározzák a nyert meleget.

Van még ebben a tekintben más különbség is. Olyan kőzetek, amelyek gyorsabban vezetik a meleget, azok mélyebben melegesznek át, mint a rossz melegvezetők. A nyert hőmennyiség tehát nagyobb tömegre oszlik meg s így a felszín hőmérséklete nem lesz olyan magas, mintha azt mint rossz vezető,

az alsóbb rétegekkel nem osztaná meg. A hőmérséklet napi ingadozása azonban sehol egy méternél mélyebbre nem terjed, még a tropusokon sem, ahol pedig a legnagyobb a különbség az éjjel ki- és nappal besugárzott hőmennyiség közt. A legrosszabb vezetők egyike a homok s tényleg a futóhomoknak csak vékony felső rétege melegszik át tetemesen, de az aztán annál jobban.

Nagyon fontos dolog még a talaj nedvességének befolyása is. A nedves talajból felmelegedés közben sok víz elpárolog. Az elpárolgáshoz tetemes hőmennyiség szükséges. A nedves földre eső napsugarak hatása alatt tehát nem fogjuk a talaj hőmérsékletének erős emelkedését észlelni, hanem először a nedvesség fog párolgás útján eltávozni s csak ha a talaj kiszáradt, akkor kezdődik meg az igazi erős felhevülés.

A talaj éjjeli kisugárzásának kérdése a most elősorolt dolgokkal szoros összefüggésben áll, de még itt figyelembe jő az anyagok általános kisugárzó képessége, amely igen változó még különben ugyanazon körülmények között is. Így pl. tükörsimára fényezett fémfelület alig sugároz ki valami hőt, míg ha a felületet érdessé tesszük és még be is kormozzuk, akkor a kisugárzás igen tetemes lesz.

Az óceánok vizének, mint említettük, olyan nagy hőkapacitása van, hogy ezzel messze felülmúlja a szárazföld felszínét tevő talajnemeket és kőzeteket. (Több mint kétszer akkora átlagban a vizé, mint a talajnemeké.) Ennélfogva igen sok meleg besugárzása mellett sem melegszik fel olyan igen nagyon. A felmelegedést mérsékli még azonkívül az elpárolgás is, amely a kapott melegnek jókora részét köti le. A hősugarak és fény-sugarak mélyen behatolnak a tenger tiszta vizébe s csakugyan, az óceánokon legalább 5 m. mélységre lehat a napi hőmérséklet-ingadozás, az évi ingadozás pedig 400 m. mélységig is megérzik. Tegyük fel, hogy egy nap alatt, közepes földrajzi szélességen, 5 mm. vízréteg párolog el (ami derült nyári napokon lehetséges). Ehhez szükséges négyszögméterenként 30 kilogramm-kalória meleg, tehát majdnem fele annak a hőmennyiségnek, amelyet egészen derült nyári napokon ezek a földrajzi szélességek, sugárzás folytán. kapnak. Ami marad még hő, az még képes 3—4 m. vastag vízréteget 1°-kal felmelegíteni.

A tenger vizének legfelső rétegei a párolgás folytán koncentráltabb sóoldattá válnak, mint az alsóbb rétegek s így

mint nehezebbek, alásülyedve, szintén segítik a hőmérsékletet elosztani.

Éjjeli kihülés alkalmával a legfelső rétegek a lehülés miatt csakhamar nehezebbek lesznek az alsóbbaknál s így ismét konvekciós áramok keletkeznek, amelyek ellávják a tengervíz felszínét mindig új és új melegebb vízzel.

Mindezeknél fogva, miután tudjuk, hogy a levegő legnagyobbbrészt a talajjal való érintkezése folytán változtatja hőmérsékletét, a tenger felett nappal keveset melegszik fel a levegő, éjjel pedig alig hül le, egyenletességével tehát ellentétben van a szárazföldek feletti levegővel, amely nappal erősen felmelegszik, éjjel pedig erősen lehül. Ugyanez áll természetesen a nagyobb tavakra nézve is, amelyek vizének legfelső rétege naponként alig változik 2—3°-kal, tehát a felette levő levegő hőmérsékletét is csak mérsékeltén változtatja meg.

Az oceánoknak a felettük elterülő levegőre való hatását pontos és abszolút mértékben kifejezett módon nem ismerjük. A szárazföldnek ilyen hatása is csak kevés helyen ismeretes pontosan. Alapvető tanulmányokat tett HOMER, akinek efféle vizsgálódásait a hőmérséklet ingadozásának tárgyalása közben fogjuk megismerni.

II. FEJEZET.

A levegő hőmérsékletének változása vertikális irányban, a szabad levegőben.

A levegő hőmérsékletét legnagyobb mértékben a talaj hőmérséklete változtatja meg, tehát a talajtól különböző távolságokban nem fogunk egyforma hőmérsékleteket találni. Általában, amint az bizonyára mindenki előtt ismeretes, minél magasabbra emelkedünk, annál hidegebb a levegő. Újabb észlelések ettől a törvénytől való rendszeres eltéréseket hoztak napvilágra s ez épen a kérdésnek egyik legérdekesebb része.

Kinn a szabadban, távol a hegyektől a levegő hőmérséklete a magasságokban sokkal szabályosabban változik, mint a hegyek között, mert hisz a hegyek felszíne is mint melegforrás, megváltoztatja a vele érintkezésben levő levegő hőmérsékletét. Ez az oka annak, hogy külön kell választanunk a

levegő hőmérsékletének vertikális irányban való tárgyalását két részre: a szabad, nyílt térségek feletti levegőrétegek s a hegyek közötti levegőrétegek hőmérsékletének tárgyalására.

A szabad levegő hőmérsékletét felfelé, valójában csak a legujabb időben ismertük meg, amióta az Eiffel-torony a tudomány szolgálatába állott s amióta különösen a ballon-észlelések oly hatalmas lendületet vettek.

Nehány általános törvényt kell előre bocsátanunk, mielőtt a kérdés tulajdonképen való tárgyalásába bocsátkozhatnánk.

Minden gáz kiterjedés közben lehül és összenyomtatás közben felmelegszik. Kiterjeszkedés közben ugyanis a gáz munkát végez, amely a gáz hőmérsékletének rovására megy s viszont, ha összenyomjuk a gázt, akkor az összenyomásra fordított munka a gáz hőmérsékletének emelkedésében jelentkezik újra. Ha a Föld felszínéről bizonyos tömegű levegőt magasabbra emelünk, akkor a gáz a Föld felszíne fölött uralkodó nagyobb légnyomás alól a nagyobb magassággal járó kisebb légnyomás alá kerül, tehát kiterjed (a gáz térfogata fordított arányban áll a gázra ható nyomással). A számítás és a tapasztalat azt mutatja, hogy a levegő minden 100 méterrel való emelkedése közben körülbelül 1° -kal hül alá s ennek megfelelően természetesen minden 100 m-rel való süllyedés után 1° -kal melegszik föl. Fel kell azonban tennünk, hogy eközben a levegőből sem pára nem csapódik ki, sem pedig pára nem nyeletik el.

A levegő páratartalmáról szóló fejezetünkől kell itt ugyanis egy keveset előlegeznünk. A levegő bizonyos hőmérséklet mellett csak egy bizonyos vízmennyiséget képes láthatatlan pára alakjában magában elnyelve tartani. Ha a levegő folytonosan hül le, akkor a levegőben foglalt páramennyiség egy része egyszer csak kicsapódik a levegőből, látható köd vagy felhő alakjában. A pára ilyen kicsapódásával azonban bizonyos mennyiségű meleg szabadabbá lesz, annyi t. i. amennyi a kicsapódott víztömeg újból való elpárologtatására szükséges.

Nézzük már most, mi történik azzal a levegőtömeggel, amely elkezd a Föld felszínéről felfelé áramlani. Ez a levegőtömeg felszállás közben mind kisebb és kisebb nyomású levegőrétegekbe jut s így folyton terjeszkedik ki s ezzel együtt minden 100 m. emelkedés után egy-egy fokkal hül alá. Egy bizonyos magasságban végre annyira lehül, hogy a benne foglalt pára

egy része kezd kicsapódni. Ha ezután is emeljük felfelé, akkor mind több és több pára csapódik ki s ezzel annyi meleg szabadul fel, hogy a levegő lehülése tetemesen lassabb lesz. Végre igen nagy magasságokban olyan kevés lesz a vízgőz a levegőben, hogy annak kicsapódásával csak rendkívül kevés meleget nyer a levegő s így annak lehülése 100 m.-ként kezd közeledni az 1° -hoz, mint mielőtt a párakicsapódás megindult volna.

Ha a levegő rétegei fölfelé olyan hőmérsékletűek, hogy minden 100 m.-magasság után 1° -kal hidegebb levegőt találunk, akkor a levegő hőmérsékletének eloszlását *neutrálisnak* nevezzük.

Ekkor ugyanis ha a Föld felszínéről valamely levegőtömeget felfelé emelünk, az felszállása közben minden 100 m. után 1° -kal hül le, tehát *mindig olyan hőmérsékletű marad, mint a környezete*. Ha a magasból hozunk le levegőt, az alászállása közben minden 100 m. süllyedés után 1° -kal melegszik fel, tehát megint olyan lesz a hőmérséklete mindig, mint a környezeté. Jelenleg kizártuk azt az esetet, amikor a levegőben annyi a nedvesség, hogy az időközben belőle kicsapódhatik.

Ha a levegő rétegei felfelé olyan hőmérsékletűek, hogy 1° -kal hidegebb levegőt nem 100, hanem ennél több m. magasságban találunk, tehát a lehülés fölfelé lassabb, mint a neutrális állapotban, amelyet az előbb definiáltunk, akkor a levegőnek ezt az állapotát *stabilisnak* nevezzük. Stabilis hőmérséklet-eloszlás mellett a fölfelé emelt levegőtömeg mindig hidegebb lesz, mint a környezete. Amíg ugyanis a fölfelé emelkedő levegőtömeg minden 100 m. emelkedés után 1° -kal hül le, addig a környezetben 100 m. magasságban még nem találunk 1° -kal hidegebb levegőt. Ha pl. a hőmérsékleteloszlás fölfelé olyan, hogy 200 m.-ként találunk egy-egy fokkal hidegebb levegőt, akkor a fölfelé áramló levegő pl. 1000 m. magasságban 10° -kal lesz hidegebb, mint a Föld felszínén volt, míg a környezet hőmérséklete itt csak 5° -kal hidegebb, mint a Föld felszínén. A lefelé áramló levegő viszont lefelé áramlása közben mindig melegebb, mint a környezete. Pl. az előbbi példánk szerint a Föld felszínén 5° -kal van melegebb, mint 1 km. magasságban, míg az 1 km.-ről alászálló levegő hőmérséklete 10° -kal emelkedik fel, mire a Föld felszínére érkezik.

Végül, ha a levegő hőmérséklete felfelé igen gyorsan fogy, gyorsabban, mint egy-egy fokkal 100 méterenként, akkor a levegő

állapotát *labilisnak* nevezzük. Ilyenkor ugyanis a felfelé emelkedő levegőtömeg mindig melegebb, mint a környezete és pedig annál nagyobb a különbség a felemelkedő levegőtömeg és környezetének hőmérséklete között, minél magasabbra emelkedett a levegő. Pl. ha a levegő 50 m.-ként 1° -kal hidegebb és hidegebb volna felfelé, akkor az 1000 m. magasságban levő levegő hőmérséklete 20° -kal volna alacsonyabb, mint a Föld felszínén. A fölemelkedő levegőtömeg azonban 1000 m. magasságban csak 10° -kal hűlt le eredeti hőmérséklete alá, tehát melegebb, mint a környezete. Közte és a környezet hőmérséklete között 10° a különbség. 2 km. magasságban már 20° lesz és így tovább, tehát nemcsak hogy melegebb marad állandóan, mint a környezete, hanem a kettő közötti különbség is folyton nő.

A leszálló áramlat ilyenkor viszont állandóan hidegebb lesz, mint a környezete. A lefelé szálló áramlat levegője a Föld felszínén 10° -kal lesz melegebb, mint 1000 m. magasságban volt, míg példánk szerint a Föld felszínén a levegő 20° -kal melegebb, mint 1000 m. magasságban.

Ez az utolsó, labilis állapot tehát nem is lehet tartós a természetben, hanem csakis ideiglenes. A melegebb levegő ugyanis ritkább, mint a hidegebb, tehát könnyebb és így, ha valamely levegőtömeg melegebb, mint a környezete, akkor felszáll a magasba s helyébe tódul a környezet hidegebb levegője.

Neutrális állapotban akár feljebb, akár lejjebb tegyük a levegőnek valamely tömegrészletét, az mindig meg fog egyezni a környezet hőmérsékletével, tehát magára hagyva nem mozdul.

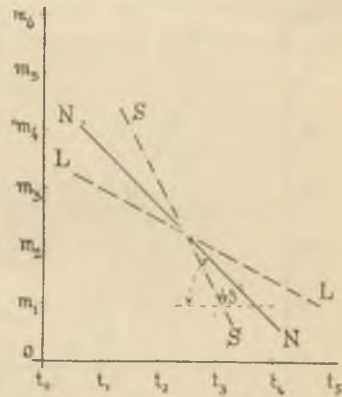
Stabilis állapot mellett a helyéből kimozdított levegőtömeg mindig visszatér eredeti nivójára, mert emelkedve hidegebbé válik, mint környezete, tehát vizzasúlyed, súlyedés folytán pedig környezeténél melegebb lesz s így visszaemelkedik. Stabilisnak nevezhetjük tehát ezt az állapotot méltán, mert a levegőben felfelé és lefelé tartó áramlások hőmérséklet-különbségek miatt nem keletkezhetnek.

Annál hevesebb mozgás keletkezik labilis állapottal. Ilyenkor az emelkedni kezdő levegőtömeget mind nagyobb és nagyobb erővel hajtja fel a környezet hidegebb levegője, míg a lefelé súlyedő levegőtömeg mind gyorsabban és gyorsabban zuhanik alá, amint sűrűsége nagyobb és nagyobb lesz környezeténél.

A labilis állapot tehát csakis ideiglenes lehet, sőt nyugodtan, állandó mozgások nélkül csak a legkritikább esetekben fejlődhetik ki nagymértékben. Bátran mondhatjuk, hogy a lehetséges állapot határa a neutrális hőmérsékleteloszlás. A stabilis állapot mértékének elméletileg nincs határa, sőt előállhat az az eset is, hogy felfelé emelkedve magasabb hőmérsékleteket találunk, mint a Föld felszínén. Ez a megfordított hőmérséklet-elhelyezkedés az újabb tapasztalatok szerint nemcsak kivételes, hanem bizonyos időben és bizonyos körülmények között rendszeres.

Ezeket a körülményeket a legerthetőbben grafikus módon állíthatjuk elő. Derékszögű koordináta-rendszer vertikális tengelyére rakjuk fel a tengerszín feletti magasságokat, a horizontális tengelyre pedig a hőmérsékleteket (4. ábra), amelyeket az egyes megfelelő magasságokban rajzolt vízszintes vonalakra fogunk felvetíteni. Ha úgy választjuk a koordinátákat, hogy 100 m. magasságkülönbségnek megfelelő hosszúság ugyanaz legyen, mint amekkora 1° hőmérsékletnek felel meg, akkor a neutrális helyzetet feltüntető vonal 45° -u egyenes lesz (NN). Ha a hőmérséklet elhelyezkedése stabilis, akkor az állapotot jellemző vonal meredekebb, mint 45° (SS) s a labilis állapot vonala 45° -nál kisebb szöggel hajlik a horizontális tengelyhez (LL). Igen érdekes már most így ábrán feltüntetni a levegőtömegek fel- és leszállása folytán előálló tünetényeket.

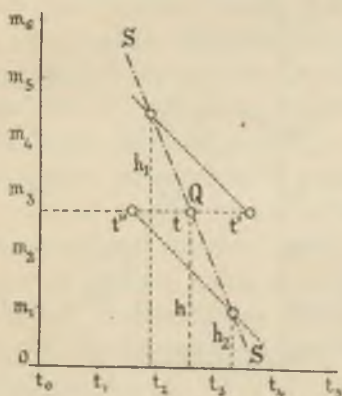
Legyen pl. az állapot stabilis (5. ábra), tehát jellemezze a hőmérséklet eloszlását a vertikális irányban az SS vonal. Legyen már most m magasságban egy Q levegőtömeg, amely t fokról t' fokra felmelegszi. Akkor ez a Q levegőtömeg felszáll, de felszállása közben lehül. Hőmérsékleteit felszállás közben a t' helyről húzott vonal jellemzi, amely természetesen 45° -u, miután felszállás közben 100 m.-ként 1° -kal hül le. Ez a vonal az SS vonalat M pontban metszi, tehát ezen a h_1 magasságon az m magas-



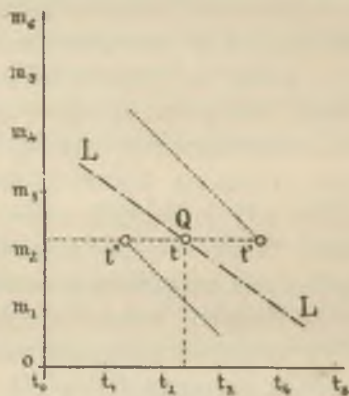
4. ábra. A hőmérséklet vertikális eloszlásának három főtípusa.

ságban felmelegedett és felszállott levegőtömegnek a hőmérséklete ugyanaz lesz, mint a környezetéé. Ha ugyancsak m magasságban a Q levegőtömeg t'' fokra lehül, akkor alászáll s hőmérséklete utközben a t'' -ből huzott vonal szerint emelkedik. Ez a vonal az SS -et N pontban metszi, tehát az alászálló levegőtömeg hőmérséklete h_2 magasságban lesz ugyanaz, mint a környezetéé.

Ha a levegő hőmérsékletének eloszlása labilis, akkor az állapotot jellemző vonal 45° -nál kisebb hajlású. Ha ekkor melegszik fel az m magasságban fekvő Q tömeg t fokról t' fokra, akkor szintén felemelkedik a Q tömeg s felemelkedése közben



5. ábra. Stablis hőmérséklet-eloszlás a vertikálisban.



6. ábra. Labilis hőmérséklet-eloszlás a vertikálisban.

hőmérsékletének változását egy 45° -u egyenes jellemzi, amely az SS -től folyton távolodik, tehát mindig nagyobb és nagyobb lesz a környezetétől való hőmérséklet-eltérése.

Míndezekben a példákban azt tettük fel, hogy a levegő felemelkedése és lesülyedése közben abszolút páratartalmát nem változtatja, vagyis belőle sem pára ki nem csapódik, sem pedig újabb párával meg nem szaporodik.

Ha azonban a felemelkedő levegőtömeg utközben párájának egy részét felhő vagy eső alakjában elveszti, akkor felemelkedése közben hőmérsékletét a 7. ábrán látható DD vonal jellemzi, amely a felhőképződés magasságában a P töréspontot mutatja, amelyen túl a vonal valamivel meredekebb s csak lassan hajlik

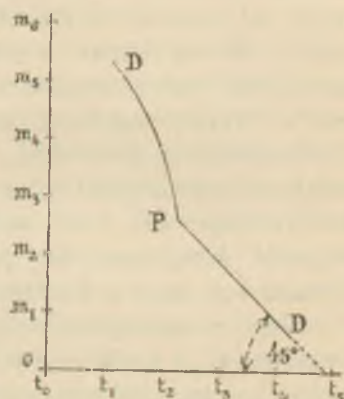
ismét le s asszimptotikusan közeledik ismét az adiabatikusan felemelkedő tömeg hőmérsékletét jellemző 45° -u vonalhoz.)*

Ilyen esetben tehát még a neutrális állapot sem nyújt elegendő biztosságot arra nézve, hogy a levegő egyensúlyban maradjon. Ha ugyanis valamely levegőtömeg ilyenkor bármi oknál fogva csak annyira emelkedik fel, hogy belőle a párák elkezdenek kicsapódni, akkor a levegőtömeg ép oly hovesen kezd felemelkedni, mint labilis állapot idején, mert az emelkedéssel együttjáró hőmérsékletváltozásait jellemző vonal meredekebb, mint a levegő (neutrális) állapotát jellemző 45° -u vonal. Ha tehát a levegő igen páratelt, akkor, pl. lassan tovább mozogva ha csak gyenge lejtőn is felemelkedni kénytelen, hogy csak épen meginduljon a párák kicsapódása, máris megbomlik az egyensúly s heves fölemelkedés és kicsapódás stb. keletkezik.

Az itt elmondottak szerint következtethetünk a hőmérsékletnek vertikális irányban való eloszlására. Bizonyos, hogy az eloszlást jellemző vonal mindig valamivel meredekebb lesz, mint 45° , tehát 100 m.-nél nagyobb magasságokra változik egy-egy fokkal. Meredeksége aztán akármilyen lehet, sőt a vertikálison is tul fordulhat — legalább a Föld felszínének közelében — amikor a felfelé emelkedő észlelő mind melegebb és melegebb rétegeket fog találni.

Miután a levegő hőmérsékletének megváltozását főleg a Föld felszínének melegedése és hűlése okozza és csekély mértékben a felhők felszine, ennél fogva a hőmérséklet eloszlásában a legnagyobb változatosságot és legtöbb rendellenességet a Föld felszine közelében fogjuk találni.

A Föld felszínének melegítő hatása eloszlik nagy magas-



7. ábra. Hőmérséklet-eloszlás a vertikálásban csapadékképződés közben.

*) Ez a vonal lényegesen különbözik az előbbiektől (NN, SS, LL), mert míg amazok egyidejű állapotot jelentenek, addig ez a DD vonal időrendben egymás után következő állapotokat jellemez. Levezetésünk gondolatmenete részletesen megtalálható W. v. Bezold: Theoretische Betrachtungen über die Ergebnisse der Wissenschaftlichen Luftfahrten des Deutschen Vereins zur Förderung der Luftschifffahrt in Berlin. Braunschweig 1900.

ságokra, miután a felszínen megmelegedett levegő a magasba száll. De a Föld felszíne által lehűtött levegő az lenn marad, nem emelkedik a magasba. Mig tehát melegedés folytán nem állhat elő a neutrális helyzetnél erősebb hőmérsékletváltozás fölfelé, addig lehülés közben tetszőlegesen megcsökkenhet a hőmérséklet fogyásának mértéke, sőt meg is fordulhat. Röviden szólva: a stabilitás minden határon túl növekedhetik. A berlini ballon-észlelők 1891. febr. 24.-én azt találták, hogy közel a Föld felszínéhez a hőmérséklet fölfelé 100 m.-ként 10^0 -kal emelkedett tehát az állapot nagyon stabilis volt. Ha a levegő fölfelé hidegebb, mint lent, akkor ez a hidegedés 100 m.-ként alig tehet ki többet 1^0 -nál.

A talajról felemelkedő levegőtömegek magukkal viszik az alul felvett meleget, habár annak egy része a felemelkedés közben való kiterjedésre el is használtatik, de nemcsak azt a meleget viszik fel, amelyet a Föld-felszínen hőmérővel ki lehet mutatni, hanem azt is, amely a felemelkedő levegő által felvitt vízmennyiség elpárologtatására szükséges volt. Ez a meleg azoknak a levegőrétegeknek a javára fog jutni, amelyekben a kondenzáció megkezdődik. Ez a kicsapódás annál jobban megcsökkenti a hőmérséklet fogyását fölfelé, minél erősebb a csapadék kiválása. De mint valóban érezhető meleg csak az újra alászálló áramlással fog jelentkezni, amely rendkívül fontos tüneményre majd a későbbiekben hivatkozni fogunk.

Végül a legmagasabb régiókban, ahol kicsapódás és elnyeletés megszűnnek s majdnem semmi víz sincs már a levegőben, ott csakis az egyszerű emelkedés és süllyedés változtatja meg a levegő hőmérsékletét s itt a hőmérséklet eloszlását jellemző vonal a 45^0 -hoz közeledik.

*

A tapasztalat az itt elmondott elméleti okoskodást a következőleg igazolja.

A hőmérsékletnek a vertikálisban való elterjedésére nézve a következő fontos adataink vannak.

1. Az Eiffel-torony szellős, könnyed építménye Párisban kitűnő észlelő helyül szolgált erre a célra. Négy különböző magasságu észlelőhely adatait lehet itt összehasonlítani. A párisi St. Maur-park meteorologiai állomása, mint a Föld felszíne felett 2 m. magasan álló észlelés-hely adatait az Eiffel-torony 123, 196

és 302 m. magas részein levő obszervatóriumok adataival lehet összehasonlítani.

2. A strassburgi münster tornyán szintén három különböző magasságu helyen észlelnek (549, 581 és 622 m. magasan a tenger színe felett), amelyeket szintén a város egyik meteorológiai állomásával (gázgyár, 479 m. a tenger színe felett) lehet összehasonlítani. Ugyanesak Strassburgban az utóbbi években HERGESELL is észlelt lekötött balonnal (ballon captif) 700—800 m. magasságban. Ez szintén fontos eredményeket szolgáltat.

3. Az éjszak-amerikai Egyesült-Államokban Boston mellett az u. n. Blue-hill obszervatoriumban már 1898 óta észlelik a levegő magasabb régióinak állapotát sárkányokkal, amelyeket sikerült 5 km. magasságra is felereszteni. Az intézet igazgatója L. ROTCH nagy gonddal folytatja az észleléseket. Ugyanilyen sárkányokkal való észleléseink Párisból is vannak, ahol TEISSERENC DE BORT jutott velük meglepő eredményekre.

4. Legfontosabb eredményeket az internacionális ballon-észlelések szolgáltattak, a melyek nagyon megváltoztatták a magas levegőrétegekről alkotott fogalmainkat s amelyek egészen váratlan eredményekre vezettek. A legsűrűbb észlelések Párisban TEISSERENC DE BORT vezetése alatt és Berlinben a meteorológiai intézetnél történtek eddig, ahol BERSON és SÜRING foglalkoznak vele különösen. Az internacionális észlelések vezére HERGESELL Strassburgban. Most minden hó első csütörtökén emelkednek ballonok a légbe Paris, Strassburg, München, Wien, Przemisl (Galiczia), Berlin, Varsó, Moszkva, Szt.-Pétervár, Bath (Anglia) s nem sokára Christiania, Stockholm és Bukarest észlelőhelyeken is. *)

*) Sajnos Magyarországon még nem rendeztek be ballonészlelésre való állomást, csak költséggel veszünk részt a közös katonai léghajózásban s csak a magyar Aero-club Turul nevű léghajója tett néhány próbautat.

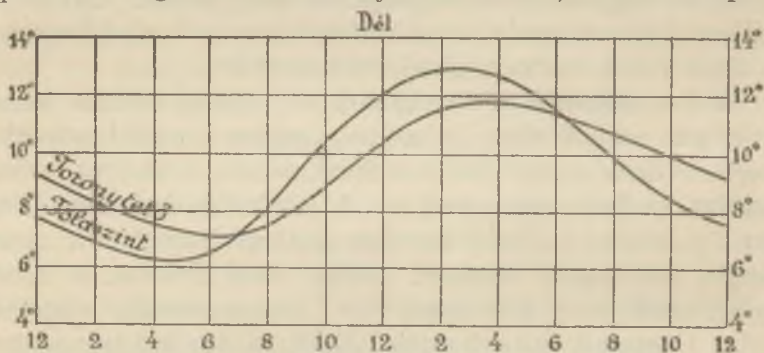
A ballonészlelésekről szóló eredmények a következő helyeken jelentek eddig meg:

RICHARD ASSMANN és ARTHUR BERZON: Wissenschaftliche Luftfahrten ausgeführt vom deutschen Verein zur Förderung der Luftschiffahrt in Berlin. 3 kötet. Braunschweig, 1900. LÉON TEISSERENC DE BORT: „Sur la température et ses variations dans l'atmosphère libre d'après les observations de quatre-vingt-dix Ballons sondes“. Compt. Rend. Aug. 1899. „Étude sur la temp. et ses variations dans l'atmosphère libre.“ Annales du Bureau Central. Memoires de 1897 etc. „Variation saisonnière de la temp. à divers hauteurs dans l'atmosphère libre“. Compt. Rend. 26. Nov. 1900. HERGESELL: „Ergebnisse der internationalen Ballonfahrten“. Met. Zeitschrift. 1899. p. 49. II. közlemény 1900. p. 1. „Die Temperatur der freien Atmosphäre.“ Petermann's Geogr. Mitth. 1900. p. 97.

5. Igen fontos eredményeket szolgáltatnak a magas hegyi obszervatoriumok (Mont-Blanc, Sonnblick, Schafberg stb.) különösen a hegyvidékek klímájára hézve. HANN módszerével azonban az észlelő állomások adataiból kiszámíthatjuk azt a hőmérsékletet, amely az obszervatoriumok magasságában ugyanakkor volna, ha az állomás nem hegyen, hanem pl. lekötött ballonban, vagy valami igen karesu toronyban volna. A HANN-féle átszámítás módszerét csak a barometeres magasság-formula bevezetése után érthetjük meg, azért itt most nem tárgyaljuk.

Ez az öt észleletsorozat már most röviden összefoglalva a következő eredményeket szolgáltatta.

1. Tudjuk, hogy a levegő hőmérséklete a Föld felszínén naponként meglehetősen szabályosan változik, a mint a tapaszt-



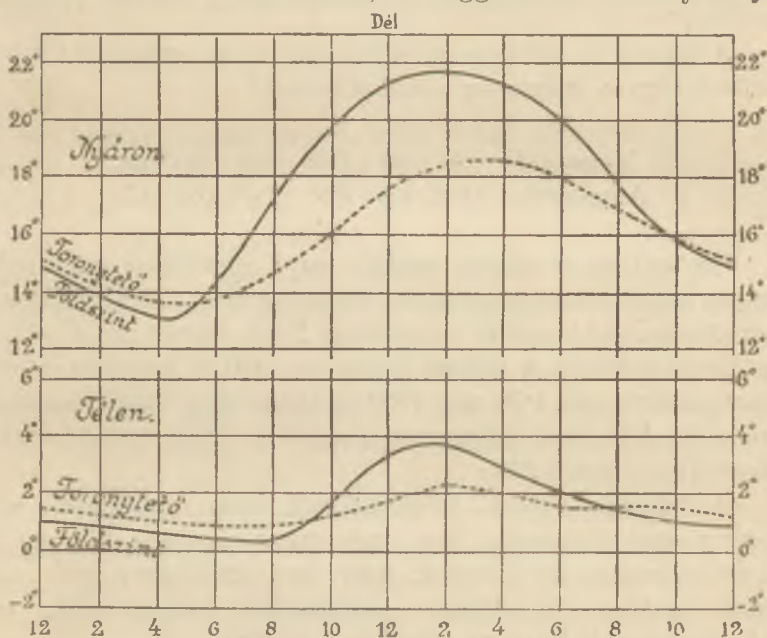
8. ábra. Közepes napi hőmérséklet-járás a strassburgi műnszter tornyának tetején és a földszinten.

latat mutatja. Minimumát a Napfölkelte előtt, maximumát körülbelül d. u. 2 órakor éri el. Erről majd részletesebben a következő fejezetek egyikében lesz szó. A szabad levegőben, magasabban a Föld felszíne felett a napi ingadozás mértéke mind kisebb és kisebb lesz. Erről meggyőző bennünket a 8. és 9. ábra, amelyek közül a 8. ábra a Strassburgi észleléseket tünteti fel. Az egyik vonal a hőmérséklet ogynapi közepes járását jelenti, sok napi észlelés adataiból levezetve, a földszinten, a másik vonal pedig ugyanazt a torony tetején, az előbbi állomás felett 136 m. magasságban. Az ábrában grafikusán fel-tüntetett számadatok a következők:

Idő:	12	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10	óra
Földszint:	7.8	6.9	6.3	6.5	8.0	10.3	12.1	13.0	12.8	11.6	9.9	8.6	
Toronytető:	9.1	8.3	7.6	7.1	7.4	8.9	10.4	11.5	11.8	11.4	10.7	9.9	

Látható tehát, hogy amíg a Föld felszínén a napi ingadozás majdnem 7° -ot tesz ki, 136 m. magasságban már csak $4^{\circ}8'$ -ot.

Ugyanezt mutatja a 9. ábrán bemutatott négy grafikon is, amelyek közül a két felső a nyári, a két alsó a téli hőmérsékletjárást mutatja közepesen egy napon belül. És pedig a teljesen kihuzott vonalak a földszinten, a szaggatottak a torony tetején,



9. ábra. Közepes napi hőmérsékletjárás az Eiffel-torony tetején és a földszinten.

tehát 302 m. magasságban az előbbi felett. A grafikonokban feltüntetett számértékek a következők:

Nyár (július)

Idő:	12	2	4	6	8	10	12	2	4	6	8	10
Földszint:	14.5	13.9	13.1	14.3	17.4	19.9	21.2	21.7	21.2	20.1	17.6	15.9
Toronytető:	15.1	14.3	13.6	13.8	14.6	16.2	17.7	18.4	18.6	18.0	16.8	16.0

Tél (december)

Földszint:	1.0	0.8	0.6	0.5	0.4	1.8	3.3	3.9	3.1	2.2	1.7	1.2
Toronytető:	1.4	1.3	1.0	1.0	0.8	1.2	1.8	2.2	2.0	1.8	1.7	1.6

Ebből látható, hogy az amplitudo csökkenése nyáron sokkal nagyobb, mint télen. Decemberben az amplitudo a földszinten

3·5, a toronytetőn 1·4. míg júliusban az amplitudo földszint 8·8, a toronytetőn 5·0.

A strassburgi lekötött ballon adatai szerint néhány száz méter magasságban az amplitudo igen csekély. Az éjjeli órákban alig tesz ki egy-két tizedfokot, nappal pedig legfeljebb 3—4^o-ot. *)

A Blue-hill sárkány-észlelései szerint az amplitudo következőleg fogy a magasság növekedésével:

Magasság:	0	49	180	500	1000 m.
Amplitudo:	11·6 ^o	9·9 ^o	9·3 ^o	2·4 ^o	0·2 ^o C.

Ugyanilyen rendkívül csekély napi ingadozást mutatnak a magas hegyi obszervatoriumok eredményei is, HANN módszere szerint a szabad levegőre átszámítva. Ezek szerint az amplitudo az Alpok vidékén, a szabad levegőben 840 m. tengerszin feletti magasságban csak 1·7^o, míg 3200 m. tengerszin feletti magasságban csak 1·2^o, ami tetemesen nagyobb érték, mint amit a Blue-hillen nyertek.**)

A ballonészlelések természetesen nem alkalmasak arra, hogy a napi ingadozást igen nagy magasságokban kimutassák. Amíg valamely módszerünk nem lesz, amelylyel igen nagy magasságokban is folytonos észleléseket végezhetnénk, meg kell elégednünk TRABERT számításaival.***)

TRABERT abból indul ki, hogy a levegő legfelső rétegei az ő hőmérsékletüket nem a talaj hatása alatt, hanem tisztán a Nap sugárzása miatt változtatják meg. A levegő abszorbeáló képességének mértéke a tapasztalati adatok szerint 0·135. Ha a levegő határán egy cm² területre J intenzitású sugárzás esik, akkor abból a levegő 1 kg.-nyi tömege 0·135 J kalória melegmennyiséget nyel el. J a levegő határán (olyan magasságban,

*) Kevés az itt nyert adat ahhoz, hogy ennél többet mernénk róla mondani.

**) A Blue-hillen nyert értékek valószínűleg egy kissé kicsinyek, ami onnan származik, hogy sárkányokkal csak jó, de szeles időben lehet észlelni, amikor az amplitudo a Föld felszínén is kicsiny.

***) DR. W. TRABERT: „Ueber die Grösse der Temperaturwelle, welche in den oberen Atmosphärenschichten die Erde umkreist.“ Met. Zeitschr. 1894. p. 440.

ahol a levegő már oly ritka, hogy az elnyeletés csekélysége miatt a sugárzás intenzitása alig különbözik a szoláris állandótól) egyenlőnek vehető a szoláris állandóval, amelyet percenként 4 gm.-kalóriának vettünk fel. Az alatt az egész idő alatt tehát, amíg a Nap a horizon felett van, óránként a levegő legfelső rétegei kilogrammonként a következő melegmennyiséget nyelik el:

$$C = 0.135 \times 0.004 \times 60 = 0.0324 \text{ kg.-kalória.}$$

12 óra hosszat tartó nappal alatt tehát összesen 0.3888 kg.-kalória. Ebből már most nagyon könnyű volna a napi hőmérsékletjárást kiszámítani, ha ismernők a kisugárzás járását ezekben a nagy magasságokban. Annyi bizonyos, hogy — tekintettel az évi ingadozás csekély voltára — az egy nap alatt nyert meleg egyenlő mennyiségű az ugyanazon napon kisugárzott meleggel. Ha feltesszük, hogy a kisugárzás egész nap állandó, akkor a hőmérséklet napi ingadozásának amplitudója 0.62° C.; ha pedig feltesszük, hogy a kisugárzás egy nap alatt úgy jár, mint a Sonnblick-esueson, akkor az amplitudo 0.41° C. Mivel ez a két érték két szélső értéket jelent, ennél fogva TRABERT számításai szerint feltehetjük, hogy a levegő legmagasabb rétegei hőmérsékletének napi ingadozása $\frac{1}{2}$ foknál többet nem igen tesz ki. Azonkívül a számításokból az is kiviláglik, hogy a legalacsonyabb hőmérséklet reggel 6 órakor s a legmagasabb este 6 órakor következik be. Megjegyezzük még, hogy ezek a számítások csak mintegy a 60° földrajzi szélességig érvényesek.

2. Az észlelésekből az is kitűnik, hogy a hőmérséklet napi legmagasabb és legalacsonyabb értéke annál későbbben észlelhető, minél magasabbra megyünk a felszín fölé. TRABERT számításai szerint végre a legmagasabb régiókban a minimum reggel 6 órakor, a maximum este 6 órakor van.

A strassburgi észlelések szerint a földszinten a maximum $2^h 48^m$ -kor d. u., a torony tetején $3^h 50^m$ -kor d. u. következik be. A minimum a földszinten reggel $4^h 50^m$ -kor, a torony tetején reggel $6^h 5^m$ -kor van.

Az Eiffel-torony észleletei még részletesebben megadják ezt a késedelmet, fokozatosan a magassággal:

Magasság	Télen			
	3	100	200	300 m.
Minimum van	7 ^h 25 ^m a.	7 ^h 45 ^m a.	7 ^h 55 ^m a.	7 ^h 55 ^m a. m.
Maximum van	1 ^h 50 ^m p.	2 ^h 30 ^m p.	2 ^h 40 ^m p.	2 ^h 30 ^m p. m.
	Nyáron			
	3	100	200	300 m.
Minimum van	5 ^h 0 ^m a.	5 ^h 30 ^m a.	5 ^h 45 ^m a.	5 ^h 55 ^m a. m.
Maximum van	2 ^h 0 ^m p.	3 ^h 10 ^m p.	3 ^h 25 ^m p.	3 ^h 0 ^m p. m.

Hogy a maximum 300 m. magasságban valamivel korábban következik be, az valószínűleg a felmelegedett torony (mint fűtött kályha) mellett felemelkedő levegőáramlásnak tulajdonítható.

Ez a megkésése a szélső értékeknek a 8. és 9. ábrákon is jól látszik. De kitűnik a hegyi állomásoknak HANN módszere szerint való átszámításából is, amelyek szerint a szélső értékek közel esnek reggel 6, illetőleg este 6 órához.

3. A levegő legalsó rétegeiben a hőmérséklet megfordulása úgy a strassburgi tornyon, mint az Eiffel-tornyon végzett megfigyelések szerint kivétel nélkül minden éjjel bekövetkezik, amint ez 8. és 9. ábránkon is világosan látható.

A strassburgi münster tornyán a hőmérséklet általában nappal alacsonyabban jár, mint a földszinten. Átlag este $1\frac{1}{2}$ -től reggel 7 óráig melegebb van a torony tetején, mint a földszinten. Ez a tűnemény, amint már értelmeztük, tisztán a nappali sugárzás és az éjjeli kisugárzás következménye, amit különösen bizonyít az Eiffel-torony észleletsorozata, amelyből világosan látható, hogy télen, amikor rövidebbek a nappalok, mint az éjszakák: sokkal rövidebb ideig is tart az az állapot, hogy a toronytetején hidegebb a levegő, mint a földszinten. Nyáron, viszont, a hosszú nappalokkal együtt jár a hosszantartó normális állapot s a rövididejű fordított hőmérséklet-eloszlás.

A nappali erős sugárzás felmelegíti a talajt, ez viszont a felette levő levegőt s amint a Nap elkezd a talajt számbavethető intenzitással sütni, a legalsó rétegek felmelegeszknek, de nem maradnak helyükön, hanem fölemelkednek. A legmelegebb réteg helyzete tehát a nappal folyamán a Föld felszínén van állandóan. Éjjel azonban a Föld felszíne sugározza ki a meleget s hűti le a felette levő levegőréteget, amely most nem száll fel, hanem a földszínen marad. Ilyenkor tehát a legmelegebb levegő-

réteg nem a talajon, hanem a fokozatos lehülés következtében mind nagyobb és nagyobb magasságban keresendő.

Az Eiffel-torony észlelései szerint télen d. u. 4 óra tájban kezd el a földszin hűvösebb lenni, mint a magasabb rétegek. Este 6 órakor a legmelegebb réteg mintegy 100 m. magasságban van s legnagyobb magasságát, 125 m.-t, éjjél és éjjél után 1 óra közt éri el. Fokozatosan sülyed ezután, 7 órakor reggel megint 100 m. magasságban, 9^h 35^m-kor 50 m. magasságban van s d. e. 10^h 20^m-kor eléri ismét a Föld felszínét. Nyáron csak 4^h 30^m-kor kezd a legmelegebb réteg magasabban lenni, mint a Föld felszíne, éjjel fölemelkedik 300 m. fölé, még pedig egész 200 m.-ig lassan, ezentul hirtelen emelkedik s 6 óra után éri el legmagasabb helyzetét, de már 7 órakor megint a földszinten van.

Néha azonban magasabbra is emelkedik a hőmérséklet megfordított állapota. HERGESELL észlelte 1898. június 8.-án a hőmérséklet megfordulását egész 800 m. magasságig.

Az Eiffel-torony észleletei szerint a hosszú téli éjszakák fordított hőmérséklet elrendezése még a havi középben is mutatkozik. Az Eiffel-torony adatai szerint a hőmérséklet változása 100 méterenként fölfelé a következő értékeket veszi fel az egyes évszakokban, különböző magasságokban:

	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Évi
0—123 m. magasságok közt:	+ 0·12	— 0·19	— 0·23	+ 0·26	— 0·01
123—302 m. magasságok közt:	— 0·27	— 0·46	— 0·53	— 0·34	— 0·40

Ebből a kis táblázatból lehet látni, hogy télen és ősszel a hőmérséklet kis magasságokban általában nemhogy csökkennék felfelé, hanem inkább növekedik. Ez az oka annak, hogy a hőmérséklet csökkenésének évi középértéke kis magasságokban olyan nagyon csekély (0·01^o 100 méterenként).

Nagyobb magasságokban (123—302 m.) a hőmérséklet eloszlása ugyan szintén fordított éjjelenként, de nem olyan nagy mértékben, hogy az az évszakonként vett középértékekben is mutatkoznék.

Igen érdekes azonban a hőmérséklet eloszlása évszakonként. A következő kis táblázat a hőmérséklet csökkenését mutatja 100 méterenként délben, évszakonként

	Téli	Tavaszi	Nyáron	Ősszel
0—160 m. magasságok közt:	0·84 ^o	1·51 ^o	1·48 ^o	1·08 ^o
160—302 m. magasságok közt:	0·49 ^o	0·93 ^o	0·85 ^o	0·81 ^o

Az alacsonyabb légrétegekben tehát igen gyakori az az eset, hogy a hőmérséklet gyorsabban csökken 100 m.-ként 1^o-nál, különösen tavasszal, nyáron és ősszel. Már pedig tudjuk, hogy nyugalmi helyzet vagy stabilis egyensúly csakis addig lehet, amíg a hőmérséklet csökkenése felfelé 100 m.-ként egy foknál többet nem tesz ki.

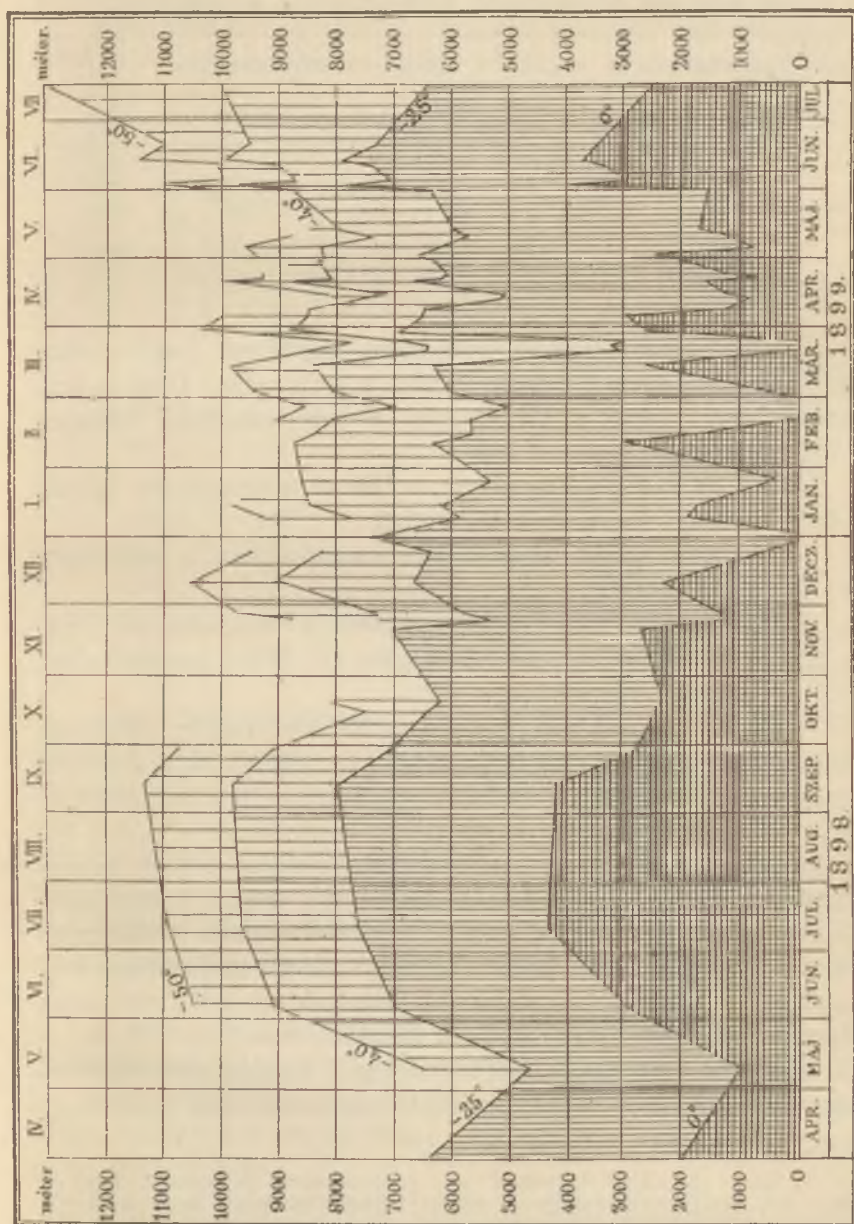
A leglabilisabb a levegő állapota tavasszal, különösen tavasz végén és nyár elején, amikor a zivatarok a leggyakoribbak. Tavasszal még a 300 m.-ig terjedő magasságokig is igen gyors a hőmérséklet csökkenése, közel áll a neutrális állapothoz. (Ne felejtsük azonban el, hogy táblázatunk csakis déli 12 órára vonatkozik s a hőmérséklet felfelé való csökkenése délután 2 óra tájban még tetemesebb). A zivatarok gyakoriságának rendkívül fontos indokolását látjuk itt s még hivatkozni fogunk rá.

4. A levegő magasabb régióinak ismerete majdnem kizárólag a léghajós észleléseken alapul. A levegő hőmérsékletének nagy magasságokban való eloszlásáról épen a léghajós észlelések újdonsága miatt, csak még nagyon hozzávetőleges képet nyújthatunk. A legfontosabb eredmények a következők.

A hőmérséklet eloszlása a vertikális irányban nagyon változó. Egészen más az eloszlás jellege barometeres maximumok és barometeres depressziók helyén. A hőmérséklet eloszlásának ez a különbsége azonban főként az anticiklónok és ciklónok jellemzésére fontos, azért inkább ott fogjuk behatóbban tárgyalni.

A magasabb rétegekben TEISSERENC DE BORT észlelései szerint igen erősen és látszólag rendszertelenül változik a hőmérséklet, de mégis kivehető annak évi ingadozása. A 10. ábra mutatja az ő rendkívül jól sikerült 90 észlelésének eredményeit. *)

*) Ez az ábra abból az ábrából szerkesztetett, a melyet TEISSERENC DE BORT a Comptes Rendus de l'Ac. des Sc. 1899. augusztus 21.-i füzetében a 417. lapon közölt. A szerző által közölt ábra a hónapokat nem egyforma hosszúságban tünteti fel, hanem az észlelés napjainak megfelelően egymástól egyenlő távolságban álló ordinátákat állított fel. Ez a dolog a kép érthetőségét és áttekinthetőségét nagyon zavarja s azért szerkesztettem át a 10. ábra szerint, ahol a hónapok egyforma hosszúságúak. Az eredeti rajz hű másolata megtalálható: Peterm. Mitth. Jahrg. 1900. Taf. 9. Fig. VII. alatt is.



10. ábra. A hőmérséklet eloszlása a magasban Tesserenc de Borr tapasztalatai szerint.

CLEVELAND ABBE megpróbálta ebből az idomból az évszakok közepes állapotát kiszámítani. Eredményei a következők:

Magasság m.	Közepes hőmérséklet C. ^o			
	Tél	Tavas	Nyár	Ősz
10,000	—52	—59	—45	—52
7,000	—30	—35	—22	—29
5,000	—20	—20	— 9	—13
Sonnblick (3095)	—13	— 8	— 0	— 5

Látjuk tehát, hogy a magasabb régiókban határozottan leghidegebb a tavasz s legmelegebb a nyár vége. Csak 5 km. magasságban kezdi a tél átvenni a legalacsonyabb közepes hőmérsékletet.

Maga az észlelő, TEISSERENC DE BORT a következő három fontos törvényt vonta le észleleteiből:

a) A hőmérséklet még 10 km. magasságban is határozott évi periodust mutat.

b) Ez az évi hőmérsékletingadozás a magassággal fogy. A havi közepek szerint ez a földszinten 17^o, 5 km. magasságban 14·6^o és 10 km. magasságban 12^o.

c) A legmagasabb és legalacsonyabb hőmérséklet időpontja mindinkább elkésik, minél magasabbra emelkedünk, különösen mutatkozik pedig ez a késedelem a minimum beköszöntésekor, amely a tél végére esik.

Végül arra irányozza az észlelő figyelmünket, hogy mennyire hidegek a levegő igen magas rétegei május hónapban s milyen nagy ilyenkor a levegő hőmérsékletének csökkenése felfelé. Ez a tünetemény talán megmagyarázza a májusi fagyokat, amelyeknek meglehetősen rendszeres bekövetkezését SAINTE-CLAIRE DEVILLE általános, nagy okoknak tulajdonította.*)

HERGESELL az összes ballon-észlelések alapján arra a következtetésre jut, hogy a hőmérséklet ingadozása még igen nagy

*) Róna „A májusi fagyokról” cz. értekezésében (Természett. Közlöny 1901. 271. lap.) kétségbevonja a májusi fagyok létezését s az u. n. fagyos szentek jogosultságát. A statisztika rugalmassága lehetővé teszi a dolog tényleges kimutatását, meg annak megtagadását. A vita semmiesetre sincs eldöntve, azonban behatóbb észlelések nélkül a dologhoz ma még korai hozzászólni.

magasságokban is tetemes és még 10 km. magasságokban is kitehet 40^o-ot.

A hőmérséklet közepes eloszlásáról és felfelé való csökkenéséről a következő táblázat nyújt általános összefoglaló képet.

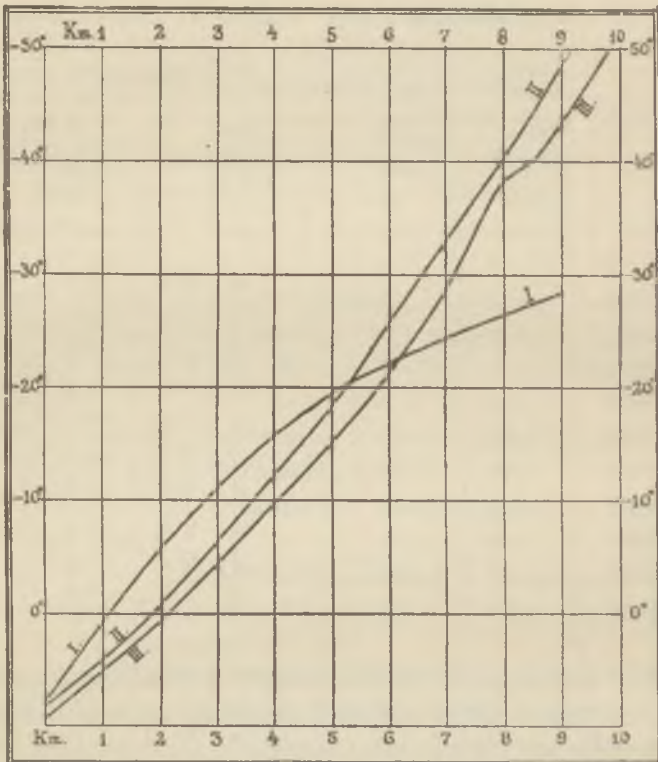
Magasság m.	A szabad levegő hőmérséklete			A hőmérséklet csökkenése 100 m.-ként		
	HERGESELL	TEISS. DE BORT	GLAISHER	HERGESELL	TEISS. DE BORT	GLAISHER
	s z e r i n t					
0	8	9	8	0.4	0.4	0.70
1000	4	5	1	0.4	0.5	0.65
2000	0	0	— 6	0.7	0.4	0.55
3000	— 7	— 4	—11	0.6	0.5	0.45
4000	—13	— 9	—16	0.5	0.7	0.40
5000	—18	—16	—19	0.8	0.5	0.30
6000	—26	—21	—22	0.7	0.8	—
7000	—33	—29	—24	0.7	0.8	—
8000	—40	—38	—26	0.9	0.4	—
9000	—48	—42	—	0.6	0.9	—
10000	—54	—51	—			

Amint látjuk, a hőmérséklet nagyon egyenletesen csökkenik fölfelé s egészen más eredményt mutatnak az újabb német és francia ballonészlelések, mint a régibb GLAISHER-féle sorozat, amely a hőmérsékletnek mind lassabb és lassabb csökkenését mutatta fölfelé. GLAISHER észleléseinek hibája onnan származik, hogy hőmérőit nem volt képes a magassággal folyton növekedő napsugárzás ellen kellőképen védelmezni s ez a sugárzás tetemesen megcsökkentette a hőmérő alászállását a nagy magasságokban.

A táblázatban feltüntetett hőmérsékleteloszlás a 11. ábrán grafikusan áll előttünk. Igen öröndetes, hogy a ballonészlelések két nagy csoportjának végeredménye ennyire egyező s a legszébb reményeket engedi fűzni a tudományos kutatásnak ehhez az új módszeréhez.

Legvégül még utalunk itt a 12. ábrára, amely érdekes speciális eseteit mutatja a temperatura magasságok szerint való eloszlásának. Ez az ábra a berlini ballon-észlelések alapján

készült s a hőmérséklet-eloszlásnak két főtypusát mutatja: az I. és II. az alsóbb légrétegekben a megfordított hőmérsék elhelyezkedést mutatja, míg a III. és IV. vonal alsó része



11. ábra. A hőmérséklet vertikális irányú eloszlása GLASER (I.), HAGENELL (II.) és TISSERAND DE BORT (III.) szerint.

már a neutrális, sőt a labilis állapothoz való közeledésről tesz tanúságot. A III. számú vonal az igen magas régióknak a neutrális helyzethez való közeledését illusztrálja.

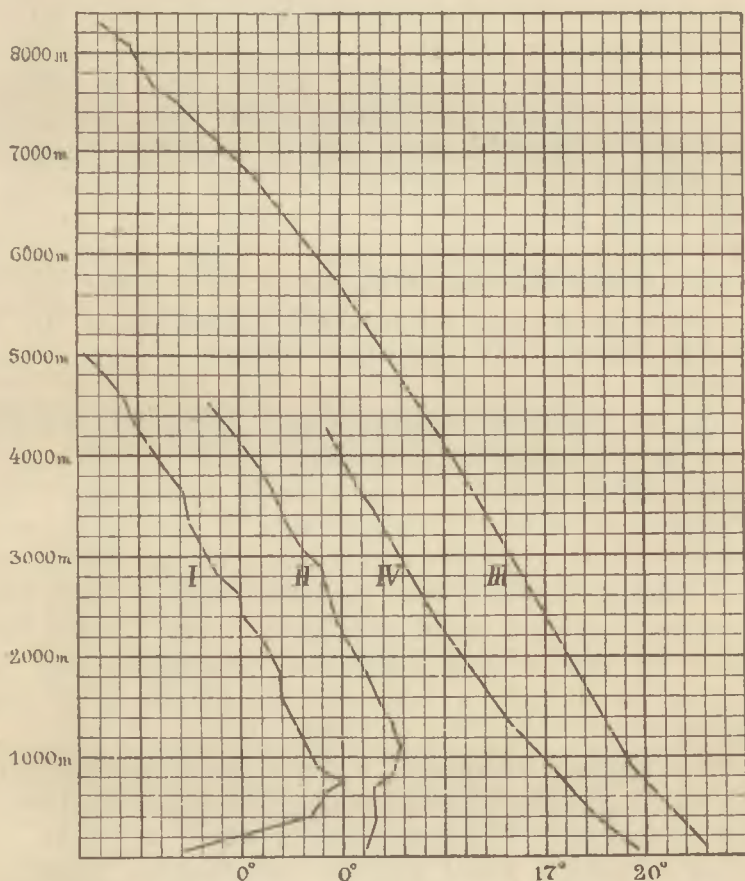
III. FEJEZET.

A hőmérséklet változása vertikális irányban, hegyek között.

Amíg az előbbi fejezetben olyan tünetmennyekkel foglalkoztunk, amelyeknek elméleti megfejtése, vagy törvényekbe foglalása aránylag egyszerű, addig a hőmérséklet vertikális

irányu elterjedése a hegyek között olyan komplikált jelenség, amelyet még ma kielégítőleg megmagyarázni nem tudunk. Számtalan észlelet áll azonban már rendelkezésünkre s az ezekből levonható következtetések geográfiai fontosságuk.

A hőmérséklet közepes értéke a hegyeken felfelé haladva általában csökkenik, de nem egyformán. Ugyanolyan tengerszin-



12. ábra. A hőmérséklet vertikális irányu eloszlásának érdekesebb esetei a berlini léghajósok tapasztalatai szerint.

feletti magasságu helyek viszonylagos hőmérséklete az illető hely környezetének geográfiai viszonyaitól függ.

Magasan fekvő platókon a nap sugárzása intenzívebben melegíti föl a föld színét, mint az alföldön, mert a napsuga-

raknak vékonyabb és ritkább levegőrétegen kell áthatolni. De a kisugárzás is intenzívebb lesz, ugyanazon okból, sőt intenzitásának megnövekedése nagyobb, mint a besugárzás intenzitásának megnagyobbodása, tehát a magas platók levegőjének hőmérséklete alacsonyabb közepesen, mint az alföldé, de hevesebb hőmérsékletváltozásoknak van alávetve. A platók levegőjének középhőmérséklete még egy, eddig kevésbé méltatott okból is alacsonyabb mint az alföldeké. A platók ugyanis, akárhonnan kapnak levegőáramlást, az mindig hidegebb, mint az alföldön. Ha ugyanis a platóra a plató magasságában levő levegőréteg áramlik, akkor magától érthető, hogy ez az alföldök légáramlataihoz képest hideg lesz, mert hisz a plató magasságában a szabad levegő hőmérséklete — az előbbi fejezet tanúságai szerint — tetemesen hidegebb, mint a tenger színében. Ha pedig az alföldről felemelkedő légáramlat éri a platót, ugy ez a légáramlat (adiabatikus) felemelkedése közben minden 100 m. után 1° -kal lehül, tehát hidegebben érkezik a platóra, mint az alföldön volt.*)

Hogy az inszoláció intenzitása nem növekedik aránylag annyira, mint a kisugárzás intenzitása, annak legfőbb oka a LANGLEY által adott törvény, hogy a levegő átlátszósága különböző sugárnemekre nézve nem egyforma. A páradús levegő pl. a Nap fényes sugaraira nézve sokkal átlátszóbb vagy áteresztőbb, mint a felmelegedett talaj sötét sugaraira nézve. A platók felett a megritkult levegővel együtt megfogyott annak abszolút páratartalma is, ami a Nap sugarainak intenzitását csak kis mértékben növeli, míg a talaj sötét kisugárzása jóval megnövekedik.

Minél nagyobb kiterjedésű a plató, annál kevésbé érvényesülhet a megfelelő magasságu szabad-levegő hőmérsékletének, a légáramlásokkal való behurcolása s annál melegebb lesz aránylag a plató s annál nagyobb szélsőségeket tüntet fel. A belső-ázsiai magas földek nagy hőmérsékletváltozásait már

*) Szokás a levegő sűrű rétegeit mint védőburkolatot az üvegházakhoz hasonlítani. A hasonlat azonban nagyon tökéletlen, mert az üvegházak erős felmelegedését nem annyira a be és kisugárzás közötti különbség okozza, mint inkább a konvekziós áramok lehetetlensége. Az üvegházak felmelegedett levegője nem emelkedhetik a magasba. Egyszerű oszlopokon álló üvegtető alatt a hőmérséklet bár felemelkednék, de közelről sem annyira, hogy az «üvegház» gyanánt szolgálhatna.

régóta ismerjük, de ujabban különösen HEDIN SVEN jellemezte ezt az érdekes extrém hőmérsékletjárást. Elég, hogy egy felhőske eltakarja, a Napot s a különben kellemes temperatura egyszerre fagyos hideggé változik. Az évszakok hőmérsékletének járásában is feltűnik ez az extremitás. Amig Madrid vidékének júliusi hőmérséklete (a tenger színére redukálva) $+28^{\circ}$, és januáriusi hőmérséklete $+8^{\circ}$, addig Lisboa hőmérséklete júliusban $+22^{\circ}$, januáriusban $+12^{\circ}$ körül jár.*) Ki lehet számítani, hogy a hőmérséklet általában miképen csökkenik a magassággal. Azt fogjuk tapasztalni, hogy minél nagyobb kiterjedésű platókat veszünk számításba, annál kisebb számot kapunk, amely a hőmérsékletnek felfelé való csökkenését jelenti. SCHLAGINTWEIT Tibetben és a Himalájában 100 m.-enként 0.47° csökkenést tapasztalt, míg magában álló hegyeken, amint látni fogjuk, a csökkenés sokkal tetemesebb.

Minél kisebb kiterjedésű a plató, annál inkább eltűnik a hőmérséklet járásának ez a jellege. Végül egészen magában álló hegyesúcson a hőmérséklet járása épen megfordított, t. i. a hőmérséklet sokkal kisebb határok között mozog, mint a Föld felszínén s amellet a maximum és minimum épen úgy megkésik, mint a szabad levegő nagy-magasságú rétegeiben. Magányos hegyesúcsokon tehát a hőmérséklet járása nagyon hasonlít a szabad-levegőben tapasztalt tűneményekhez s hasonlít az oczeáni klíma hőmérsékleti viszonyaihoz.

A magányos hegyek levegőjének hőmérsékletére a következő tények folynak be.

1. A hegy felülete nagyobb, mint alaprajzának területe. Ugyanazon sugárzásmennyiség tehát nagyobb felületre oszlik el, mintha a hegy nem állana ott. (Amikor a hegyfelület valamivel többet kapna, mint a helyén levő síkság, akkor a Nap már olyan alacsonyán áll, hogy sugárzása elenyésző a déli napsugárzáshoz képest.) Ennek az a következménye, hogy a hegy felszínének felmelegedése kisebb, mint a helyére képzelt síkságé. Ugyancsak felületének nagysága miatt a kisugárzás nagyobb, mint a helyében képzelt síkságé volna. Felületének nagysága okozza főképen azt, hogy a tapasztalat szerint a magányos

*) Az összehasonlítás mindig nehéz, mert a magasságkülönbségen kívül egyéb klíma-tényezők is tekintélyesen befolyanak az évi közepes hőmérsékletre.

hegyoldalakon a hőmérséklet felfelé gyorsabban csökkenik, mint a szabad levegőben.

2. A hegy tetejéről is épen ugy nagyobb a kisugárzás, mint a föld felszínéről. Igaz, hogy a besugárzás is nagyobb, de érvényesül az előbb fejtegetett körülmény: a kisugárzás intenzitása a magassággal erősebben nő, mint a besugárzása.

3. A magányos hegyek oldalán igen erős az alul felmelegedett levegő felemelkedése. A nappal alulról felemelkedő meleg levegő nem hül le 100 m.-ként egy-egy fokkal, mint a szabad levegőben, hanem valamivel lassabban, mert a hegyoldal sugárzása és vezetése mindig pótolja a vesztett meleg egy részét.

4. A hegy talaja felett fölmelegedő levegő szeles időben gyorsan eltávozik onnan s helyébe a szabad levegő tódul.

Mindezen okoknál fogva a hőmérséklet meglehetősen keveset ingadozik magas hegyek tetején s a közepes hőmérséklet felfelé gyorsabban csökkenik, mint a szabad levegőben. Amíg ott, mindent összevéve, egész 4000 méterig mintegy 0.5° csökkenést tapasztaltak száz méterenként, addig pl. a Sonnblick csúcsából számítva a hőmérséklet 100 m.-ként közepesen 0.63° -kal csökkenik. SAUSSURE a Col du Géant és Chamonix között közepesen 0.66° csökkenést tapasztalt.

A csökkenésnek azonban természetes évi periodusa van. Miután a hegycsúcson állandóan alacsonyabb a hőmérséklet, mint a hegy lábánál, de télen aránylag melegebb, nyáron aránylag hidegebb, mint a hogy a közepes különbségből következnék: tehát a hegy csúcsa és lába közt a hőmérséklet télen jár legközelebb egymáshoz, nyáron pedig legtávolabb.

Ugyanilyen periodus tapasztalható egy-egy nap alatt is: leggyorsabban csökkenik a hőmérséklet felfelé délben, s leglassabban napfelkelte előtt. Igen jól megvilágítja ezt a következő kis táblázat, a mely a hőmérséklet 100 m.-ként való csökkenését állítja elénk Kolm Saigurn (1600 m.) és a Sonnblick csúcsa (3106 m.) között:*)

	Éjfé	2	4	6	8	10	Dél	2	4	6	8	10	Közepesen
Tél	0.50	0.49	0.49	0.49*	0.50	0.60	0.66	0.59	0.54	0.52	0.51	0.50	0.53
Nyár	0.64	0.62	0.60*	0.69	0.81	0.87	0.89	0.88	0.82	0.73	0.68	0.65	0.74
Év	0.56	0.55	0.54*	0.57	0.65	0.74	0.79	0.75	0.68	0.61	0.58	0.57	0.63

*) HANN: Lehrbuch d. Meteorologie, 129. lap.

Nyáron tehát Kolm Saigurn és a Sonnblick-csúcs között délben a hőmérséklet oly gyorsan esökkenik fölfelé, hogy közeledik a levegő állapota a neutrális egyensúly-helyzethez.

A hőmérsékletcsökkenés periodusa a tropikus vidékeken az esős és száraz évszakok váltakozásával áll összefüggésben: a száraz évszakban nagyobb, mint az esősben, de sok a kivétel. A mérsékelt égöv alatt nyáron, amint láttuk, nagyobb mint télen, azonkívül a hegyek éjszaki lejtőjén általában kisebb, mint a délin, ami természetes, mert hisz a hegyek éjszaki lábánál fekvő helyek általában a mi féltékenken hidegebbek, mint a hegy déli lábánál elterülő helyek.

Különösen igen gyors a hőmérséklet csökkenése olyan hegyesúcs felé, amelyet tartós hó takar. A hólepel ugyanis alig melegszik fel a Nap sugarainak hatása alatt s az elnyelt meleget is bizonyos határon túl az olvadáshoz köti le. Ilyen hegyeken azonban a loggyorsabb csökkenés nem a nyárra, hanem a tavasz végére esik. Nyáron ugyanis az olvadó hó vize az alsóbb vidékek hőmérsékletét valamivel alászállítja. A tűnemény egyébként még nincs teljesen tisztázva.

A téli hőmérsékletcsökkenés fölfelé olyannyira meg is fogyhat, hogy alig érezhető. Sőt bizonyos körülmények között meg is fordul, amint a szabad levegőben tapasztaltuk. Különösen pedig bekövetkezik ez a tűnemény elzárt völgyek és az őket környező hegyek között. Ilyen orografiai viszonyok között ez a tűnemény normálissá, rendszeressé is válik. Innen ered a Baikal-tó medencéjének s a szibíriai folyóvölgyeknek rendkívül alacsony téli hőmérséklete. Különösen klasszikus példája pedig ennek a tűneménynek a klagenfurti medence, amelynek környékén télen így oszlik el a közepes hőmérséklet:*)

Helység: Klagenfurt Eisenkappel U. Schöffleralp Obir I. Obir-csúcs

Tengorsz. f. magasság	490	560	1063	1230	2140
Közepes hőmérsékl. télen	— 4·6	— 3·9	— 3·1	— 3·8	— 6·5
Januárius k. h.	— 6·2	— 5·2	— 3·6	— 4·3	— 6·8

Ugyanilyen fordított hőmérsékleteloszlás az Alpok többi zárt völgyében is észlelhető. Sőt éjjelenként még nyáron is be szokott következni az a tűnemény, hogy a völgyek hűvösebbek, mint a környező hegyoldalak, noha ez a dolog

*) HANN: Lehrb. d. Meteorologie, 136. l.

közlelről sem terjed olyan nagy magasságokra, mint a téli tünemény. Mind a kettőnek kétségtelenül az az oka, hogy a sűrűbb, nehezebb hideg levegő a völgyeken aláfolva, összegyűlik esendes időben a völgymedencékben s ott valóban, mint sűrűbb gáz, nyugodtan megáll.

A tengerpartokon hirtelen emelkedő hegyeken szintén érezhető nyáron a hőmérséklet megfordulása. Itt a kontinentális és oceáni klíma átmenet nélkül való érintkezése okozza a tüneményt. Az oceánok nyara hűsebb, mint a kontinenseké s így történhetik meg ez a megfordulás, különösen ott, ahol az oceán valami hideg áramlás miatt aránylag igen hűvös, a hegyek mögött pedig valódi kontinentális klímavidék terül el. Igen szépen mutatkozik ez az érdekes tünemény a kaliforniai és a chilei partokon.

Amilyen egyszerű volt a hőmérséklet változása a szabad levegőben, olyan komplikált a hegyek között s ma még alig lehet általános érvényű szabályokat felállítani.

IV. FEJEZET.

A hőmérséklet földrajzi eloszlása.

A Föld felszínén ma már elegendő meteorológiai állomás van, hogy megpróbálhatjuk a hőmérséklet tényleges eloszlását térképen is ábrázolni. Erre a célra a meteorológiai állomások helyeit megjelöljük a térképen s odairjuk melléje az illető állomás évi közepes hőmérsékletét, még pedig észszerűen azonnal a tenger színére redukálva. Ez annyit tesz, hogy nem az illető állomás hőmérsékletét vezetjük be a térképbe, hanem azt a hőmérsékletet, amely az illető hely évi közepes hőmérséklete volna, ha a hely — egyébként teljesen hasonló körülmények között a tenger színében volna. Az előbbi fejezet tanulságai szerint valamely helynek az évi közepes hőmérséklete annál alacsonyabb, minél magasabban fekszik az illető hely. A hőmérséklet csökkenésére azonban általános szabályt nem tudunk felállítani. Szokásban volt eddig különféle orográfiai körülmények között fekvő helyek hőmérsékletének redukeziójához különféle csökkenésarányt felvenni. Ez azonban olyan zürzavarra vezetett, hogy az adatok különfélesége miatt

azok alig voltak egy térképen egyesíthetők. Ma HANN indítványára általános szokás a magasan fekvő állomások hőmérsékletét akképen redukálni a tenger színére, hogy minden 100 m. magasságnak megfelelően 0.5° -ot hozzászámítunk a hőmérséklet-hez. Így ha valamely 150 m. magasan fekvő hely évi közepes hőmérséklete 11.5° , úgy az a tenger színére redukálva $1.5 \times 0.5^{\circ}$ -kal, tehát 0.75° -kal többet fog adni, vagyis 12.25° lesz a tenger színére redukált hőmérséklete. Ennek a módszernek megvan az az előnye, hogy egységes, minden további nélkül az eredeti adatra visszaszámítható értékekkel szolgál. Azonkívül még igen fontos előnye az, hogy a hegyvidékek esetleges anomáliájának nyomát hagyja. Ha pl. valamely plató túlságosan hideg, akkor a hőmérséklet különbsége a plató lába és teteje között olyan nagy, hogy a belőle számított hőmérsékletcsökkenés igen nagy értéket ad, nagyobb, mint 100 m.-ként 0.5° -ot. Ha tehát az m.-méter magasságu plató tetején levő állomás évi közep-hőmérsékletének redukálására m.-szer 0.5° -kal növelem meg csak a plató-állomás hőmérsékletét, úgy alacsonyabb hőmérsékletet kapok, mint a plató lábánál fekvő hely évi közepes hőmérséklete. De ez épen előnye lesz a térképnek, mert a plató anomáliáját, vagyis a rendestől való eltérését épen feltünteti. Hasonlóan feltűnik a redukált adatokban a túlságosan meleg hegyvidék, vagy platóvidék anomáliája. A túlságosan magas és magányosan álló hegycsúcsok állomásait azonban a számításból egyszerűen ki kell hagynunk.

Ha feljegyeztük a térképre az összes létező állomások redukált évi közepes hőmérsékletét, akkor a térképen az egyenlő hőmérsékletű helyeket vonalakkal köthetjük össze, amelyeket izotermáknak nevezhetünk. Szerkeszthetünk térképeket az évi közepes hőmérsékletek izotermáival, az egyes évszakok közepes hőmérsékleteinek izotermáival stb. s olyan tájékozódást nyerünk a hőmérsékletek földrajzi eloszlásáról, amilyent a számadatok egyszerű felsorolása megközelítőleg sem nyújthat.

Ha a szárazföld és a tengerek a felettük levő levegő felmelegítésében egyformán viselkednének s azonkívül a levegő a sugárzásból semmit sem nyelne el, akkor az izotermák a földrajzi szélességi körökkel párhuzamosan, nagyon szabályosan futnának s egyszerűen ki lehetne a helyzetüket számítani a szélességi körökre jutó összes évi sugárzás mennyiségéből, tehát

azokból az adatokból, amelyeket pl. WIENER adott meg (l. 21. lap). A levegő elnyelő hatása azonban az izotermák helyét lényegesen megváltoztatja, habár párhuzamos voltukból nem forgatja ki őket. A legnagyobb eltéréseket a szárazföldek szabálytalan elhelyezkedése okozza, amennyiben a szárazföldek egészen másképen viselkednek a levegő felmelegítésében, mint az oczeánok. A szárazföldek a nap és az év meleg szakaiban jobban felmelegítik a levegőt, mint a tengerek. A nap és az év hideg szakaiban pedig jobban lehűtik, mint az oczeánok. Ennek következtében ott, ahol a meleg évszakok tovább tartanak, mint a hidegek, ott a szárazföld felett a levegő évi közepes hőmérséklete nagyobb lesz, mint a tengeré. Ahol pedig a hideg évszakok tartanak tovább, ott meg a szárazföldek hidegebbek, mint a tenger. A szárazföldeken találjuk meg tehát a Föld leghidegebb és legmelegebb helyeit egyaránt. A szárazföldeken a legmelegebb helytől a leghidegebb helyig tehát több izotermát fogunk megolvashatni, mint a tengerek legmelegebb és leghidegebb helyei között.

Igen érdekesen mutatja ezt a törvényt ZENKER hozzávetőleges számítása.*) A tapasztalatot az elmélettel ügyesen összehasonlítva, kiszámította a parallel körök közepes hőmérsékletét a tengerek felett és a szárazföldek felett. Kapott tehát két sorozatot, amelyek a következők:

	A parallel körök közepes hőmérséklete									
szélesség	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
szárazföldi klíma	34.6	33.5	30.0	24.1	15.7	5.0	— 7.7	— 19.0	— 24.9	— 26.1
tengeri klíma	26.1	25.3	22.7	18.8	13.4	7.1	0.3	— 5.2	— 8.2	— 8.7

Ebből látszik, hogy a szárazföldi klíma mintegy 60°-ot, a tengeri azonban csak mintegy 35°-ot ölelne fel.

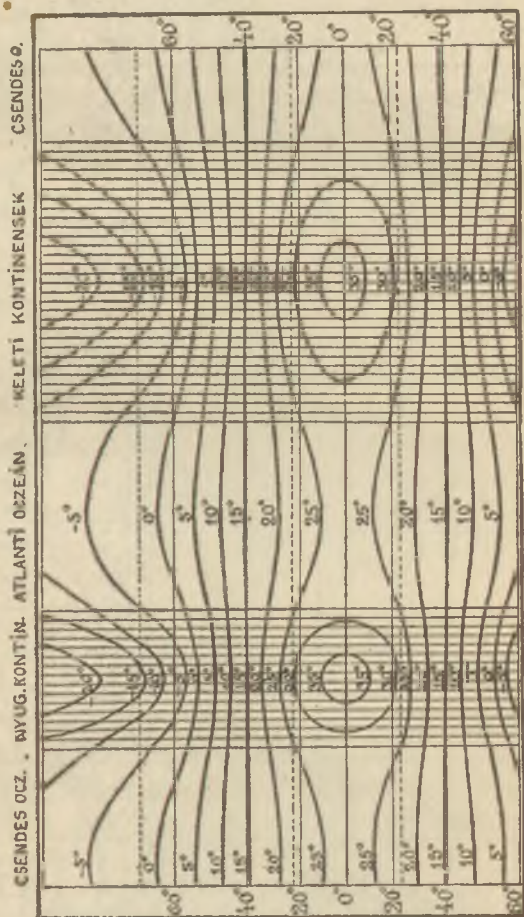
ZENKER az ő számításait arra alapította, hogy a Csendes-oczeánban kikeresett két párhuzamos kört, amelyeken a valódi izotermák elég párhuzamosan futnak. Kiszámította ezután, hogy mennyi sugárzás jut ezekre a szélességi körökre egész éven át. Akkor aztán arányba állította a nyert mennyiségeket, azt állítván, hogy a parallel körök közepes hőmérsékletei úgy

*) DR. W. ZENKER: Die Vertheilung der Wärme auf der Erdoberfläche, Berlin 1888. — Der klimatische Wärmewerth der Sonnenstrahlung; Met. Zeitschr. 1892. 336. lap, 1893. 340. lap. — Die gesetzmässige Vertheilung der Lufttemperaturen über dem Meere; Pet. Geogr. Mitth. 1893. 39. lap.

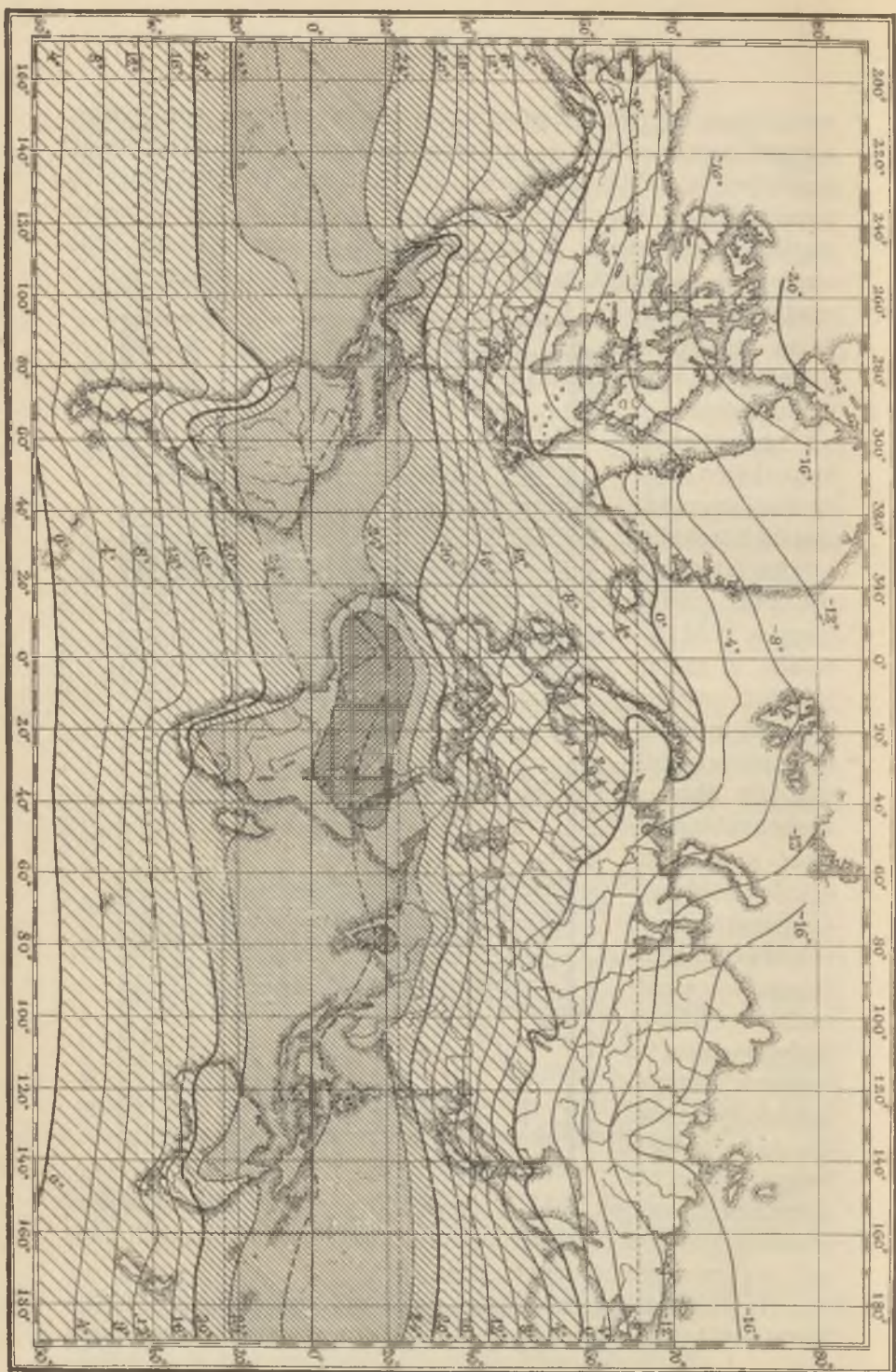
aránylanak egymáshoz, mint az évi összes sugárzás mennyisége. Kapott aztán ebből az aránylatból egy olyan együtthatót, amelylyel a többi szélességi kör közepes hőmérsékletét is kiszámíthatta, ha ismerte azoknak évenként nyert összes sugárzásmennyiségét. A szárazföldi hőmérsékleteloszlásra Ázsia területéről választott ki két jobban ismert párhuzamos kört s ezekből számította ki az arányosság mutatóját vagy együtthatóját.

Igen áttekinthető képet nyerünk a ZENKER számaival közelítőleg kifejezett törvényről oly módon, hogy a Föld felszínén a szárazföldeket vázlatosan két meridiánális sávval jelezzük (13. ábra), a keskenyebb Amerikát, a szélesebb a keleti földségeket jelölve. A sávok középső meridiánjaiban a szárazföldi hőmérsékleteloszlást, a tengerek sávjainak középső meridiánjaira pedig a tengeri klíma hőmérsékleteit rakjuk fel. A megfelelő pontok összeköttetésével szkémás izoterma-térképet kapunk, amely az izotermák futásának legfontosabb törvényét tárja elénk.

Hasonlítsuk ezt most össze az évi közepes hőmérsékleteket, feltüntető 14. ábrával s a hasonlóságot azonnal észre fogjuk



13. ábra. Az izotermák vázlatos elhelyezkedése, a tisztán tengeri és a tisztán kontinentális klíma összetételével.



14. ábra. Évi közepes izotermák Hays és mások szerint.

venni. Nagy különbségek is mutatkoznak azonban s ezeket különösen meg kell magyaráznunk.

A hasonlóság legfőbb vonásai a következők: 1. Amerika szárazföldjének tropusi részén megtaláljuk a túlmeleg foltot Mexico kopár magasföldjén. Az óvilág kontinensein, a földségek szabálytalan alakja miatt, a legnagyobb melegség foltja két részre szakadt: az egyik a Szaharán és az Arab félszigeten terül el, a másik India délre nyúló félszigetén. 2. A 20^o-os izoterma Éjszak-Amerikában a 38^o szélességig emelkedik, a déli féltekén pedig 33^o-ra távolodik el az egyenlítőtől, tehát egymástól mintegy 70^o szélességkülönbséggel szelik át a kontinens két felét. Az Atlanti oceán felett ismét közelednek s távolaságuk a Grenwichtől W.-ra számított 30^o meridiánon csak mintegy 45^o. Azután ismét eltávolodnak egymástól, amikor a keleti félteke nagy szárazföldeire jutnak s közrefogják az előbb említett meleg góczokat. 3. Az elméleti izotermás térképen a kontinensek polus felőli részén túlhideg foltokat látunk. Ezek a valóságban is megvannak. A 70^o éjszaki szélességen Amerika felett a —14^o-os izoterma fut, az Atlanti oceánon ugyanezen a szélességen a 0^o-os izotermát találjuk, sőt a +4^o vonal is érinti ezt a szélességet! Ázsia felett ismét a 70^o-on a —16^o-os izotermát látjuk sajátságosan délre görbülni. A déli féltekén a szárazföldek hiánya miatt természetesen ez a tünetmenny már nem tapasztalható.

Az elméleti izotermáktól a valóság a következőkben és a következő okok miatt tér el: 1. A szárazföldek az éjszaki féltekét sokkal tömegesebben borítják, mint a déli félgömböt, ennél fogva az ekvatoriális meleg foltok az éjszaki féltekén fekszenek legnagyobb területrészükkel. Emiatt azután a termikus egyenlítő, vagyis a Föld legmelegebb helyeit összekötő vonal is az éjszaki féltekén fut, még pedig a kontinensek felett jóval éjszakábbra, mint az oceánok felett.

2. A magasabb szélességeken elméletileg a tengerek melegebbek, mint a szárazföldek. Ez a valóságban is úgy van az éjszaki féltekén, míg a déli féltekén ilyen szélességeken már nincsen kontinens, tehát az izotermák párhuzamosan futnak a szélességi körökkel. Az éjszaki féltekén azonban az oceánok, a magasabb szélességek alatt, sokkal melegebbek a kontinensek nyugati partjai mentén, mint a keleti partokon. Így pl. amíg

Norvégia partjait a 60° szélesség alatt a $+6^{\circ}$ -os izoterma érinti, addig Éjszak-Amerika partjait ugyanazon szélességen a -5° -os vonal metszi. Éjszak-Amerika nyugati partján az 50° parallel körön (Vancouver szigetén) a $+9^{\circ}$ -ot izoterma lép a tengerről a szárazföldre, ellenben Ázsia keleti partján, ugyanezen szélesség alatt (a Szaghalin szigeten át) a 0° -os vonal lép a tengerre. Röviden úgy is fejezhetjük ki ezt a rendkívül fontos tüneményt, hogy az izotermák oceáni kulminációi a kontinensek nyugati partjai felé tolódtak el, tehát a kontinensek nyugati partjai sokkal melegebbek, mint a keleti partok.

3. A 40° szélességtől az egyenlítő felé elterülő vidékeken, úgy a déli, mint az éjszaki féltekén, az izotermák a kontinensokon járnak távolabb az egyenlítőtől, mint az oceánokon. Különösen szembetűnő azonban az izotermáknak a polusok felé való kanyarodása Éjszaki és Dél-Amerikában, meg Dél-Afrikában. Különösen pedig feltűnővé teszi ezt a polus felé való kikanyarodást az a tünemény, hogy mindahárom említett helyen, közvetlenül a partok előtt a tengeren az izotermák az ekvátor felé öblösödnek be s aztán hirtelen visszafordulnak a polusok felé, amint a szárazföldre lépnek. Ha valamely szélességi kört megfigyelünk egész hosszában, azt fogjuk tapasztalni, hogy míg azoknak, a 40° szélességi körökön kívül, a legmelegebb pontja esik a nyugati partokra, addig a 40° szélességi körök közt, tehát a tropusi és szubtropusi vidékeken a szélességi körök leghidegebb pontjai vannak a nyugati partokon.

A 2. és 3. pontban említett tünemények oka a mindkét féltekén általalában uralkodó nyugati szelekben és a fő tengeráramlásoknak hasonlóképen nyugatias irányában rejlik. A Golf-áram az Aczorok vidékén ketté válik: egyik ága éjszak felé meleg vizet visz, mert hisz délről éjszak felé tart; másik ága, a Kanári-áramlás éjszakeről délnek tart, tehát relative hidegebb vizet szállít Afrika éjszak-nyugati partjaihoz. A Kuro-Szivo tengeráramlás a Csendes oceánban Éjszak-Amerika nyugati partjai előtt ketté oszlik. Egyik ága éjszak felé tart, a másik délre. A megoszlás körülbelül épen a Vancouver-sziget mellett van, ahol az ellenkező irányú izoterma-dudorodásoknak mintegy szimmetria tengelye van. Az áramlás éjszak felé tartó ága relative meleg vizet, dél felé tartó ága pedig relative hideg vizet visz (Californiai áramlás). A déli félteke nyugatra tartó áramlása

majdnem akadálytalanul kerüli meg a földet, de mind a három kontinens-nyulványhoz hozzá ütközik s egy-egy ágat küld azoknak partjai mentén az egyenlítő felé. Amerika partjain ez a Perui áram, Afrika partján a Béguelai áram, Ausztrália nyugati partjain pedig a Nyugat-Ausztráliai áram. Ezek hozzák a déli oceán hideg vizét a kontinensek nyugati partjaihoz a déli féltekén s ez okozza azoknak sajátságos, erős lehülését.

Amilyen csodálatosan szabályosak ezek az áramlások, éppen olyan szabályosak azoknak közetkezményei is, még részleteiben is. A Kuro-Sio megoszlása után a tulnyomóan erősebb ágát dél felé küldi: az izotermák dél felé való dudorodása ennek megfelelően erősebb is. A Golf-áram az ő erősebb ágát éjszak felé küldi: ennek megfelelően Európa nyugati partjai mentén az izotermák éjszak felé való öblösödése is az intenzivebb. Amint a térképen is kivethetjük, a 0°-os izoterma egészen hátra kerül Kola-félsziget fölé. Ha az éjszaki foktól (Nord-cap) dél felé utazunk, azt a kivételes tűneményt fogjuk találni, hogy éjszakeről dél felé utazva, hidegebb klíma alá jutunk.

Néhány apróbb rendellenességet is veszünk még észre az izotermák futásában. Így Szibiriában, a Jana folyó mentén igen erősen délre nyúlik a — 16°-os izoterma. Ez onnan származik, hogy itt van Verchojanszk, a Föld egyik leghidegebb pontja, amely azonban elzárt völgyben fekszik s valószínűleg a téli fordított hőmérséklet-elhelyezkedés okozza ezt az igen alacsony hőmérsékletet s így lokális jelenség — legalább egy részt. Ilyen lokális tűnemény a Bajkál-tó vidékének is aránylag alacsony hőmérséklete, a 0°-os izotermának dél felé való kiöblösödése. A Bajkál-tó mély medencéjében éppen olyan fordított hőmérséklet-elhelyezkedés, mint amilyent Klagenfurt medencéjében mint gyakori jelenséget tapasztaltunk, ott télen rendszeres jelenség.

Mindezeket a tűneményeket sokkal élesebben, sokkal feltűnőbben mutatják azok a térképek, amelyek a januárius és a július hónap közepes hőmérsékleteit tüntetik fel, hasonló izotermás térképen (I. I. és II. tábla).

Januárius hónapban az éjszaki féltekén a leghidegebb foltok hatalmasan kifejlődnek. Az egyik igen hideg folt Amerika éjszaki vidékei és Grönland felett fejlődik ki, de ez nem éri el a kelet-szibíriai hideg-folt alacsony hőmérsékletét, ahol a janu-

áriusi közepes hőmérséklet a 0 alatt 50^0 -kal jár. Oriási a különbség ugyanazon szélességi kör hőmérséklete között az oceánokon és a kontinensek felett. Az éjszaki sarkkörön fekszik a -50^0 -os hideg-folt s ugyancsak az éjszaki sarkkör hőmérséklete Norvégia partjai mentén $+2^0$ ebben a hónapban. Másodrendű hideg folt fejlődik ki a Skandináv-félsziget éjszaki részén. Európában az izotermák nem a szélességi körökkel futnak párhuzamosan, hanem valósággal a meridiánokkal s Európa nyugati és keleti részei között a hőmérséklet különbsége tetemes (Franciaország nyugati partjain a januárius középhőmérséklete $+8^0$, míg az Ural hegység és az Aral-tó között a -16^0 -os jan. izoterma fut).

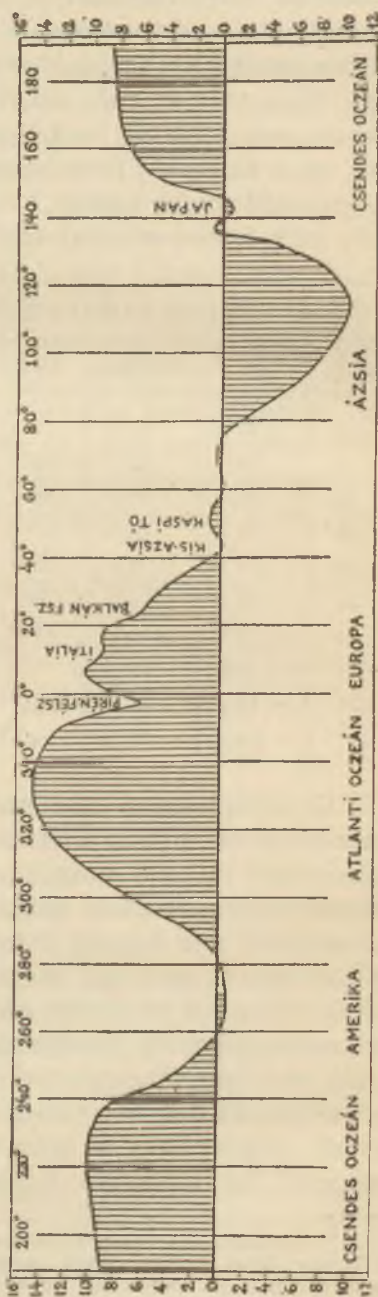
Európától délre azonban eltűntek az évi közepes hőmérséklet meleg foltjai s az izotermák majdnem egészen párhuzamosan futnak a szélességi körökkel. A legmelegebb foltokat most a déli féltekén találjuk, még pedig mind a három délre nyúló kontinenstömegben. Dél-Amerikában az argentiniai Gran Chaco pampáin emelkedik legmagasabbra januáriusban a hőmérséklet. Afrikában a Kalahari sivatag, a Congo medencéje és a nagy tavak vidéke a legmelegebbek. A legmagasabbra azonban Ausztrália pusztáin szökik ilyenkor a hőmérséklet s valóságos izzó katlanná lesz a kis tagozatlan kontinens belseje.

Milyen más a juliusi izotermák képe! Eltűntek most a kontinensekről a nagy hideg foltok s az antarktikus, ismeretlen szárazföldeket kivéve, sehol sem találunk most az egész Föld kerekiségén nagy hidegeket. A 0^0 -u izoterma csak a Tüzföldön kerít be egy parányi kis foltot, egyébként elhúzódik a kontinensek nyulványaitól délre. Annál jobban kifejlődnek azonban a meleg foltok Ázsia és Afrika izzó pusztáin s Mexiko kopár fennföldjén. Éjszak-Amerikában a Colorado-platón, Arizona pusztáin s Mexiko száraz fennföldjein $+34^0$ -ra is felemelkedik a julius közepes hőmérséklete. Még melegebb azonban a Szahara, ahol hatalmas térséget kerít be a $+36^0$ -os izoterma. Hasonlóképen rekkenő hőség uralkodik Arabia alig járható homokpusztáin, Mezopotámiában meg Irán magas földjein.

Juliusban majdnem valamennyi kontinentális szárazföld melegebb, mint az oceánok, csak Éjszak- és Dél-Amerika, meg Afrika nyugati partjai érzik még mindig a sarkok felől jövő áramlások mérséklő hatását.

Az itt ecsetelt általános szabályokon s az állapotoknak itt vázolt legfőbb vonásain kívül még számos egyéb ok és részlet is befolyással van az izotermák járására (szelek, csapadék, orográfiai forma stb.) amelyek azonban inkább a részletes klimatologia tárgyát teszik.

Jó izoterma térképekről kiszámíthatjuk a szélességi körök közepes hőmérsékletét, logeyszerűbben grafikus uton. Az izoterma térképekről ugyanis a parallel körök egyenlő távolságu pontjainak, pl. minden 10^o-os meridiánnal való metszéspontjának közepes hőmérsékletét meghatározhatjuk s ezeknek az adatoknak számtani közepe már megadja a párhuzamos kör közepes hőmérsékletét — közelítőleg. Sokkal pontosabb eredményre jutunk úgy, ha egy egyenes vonalon kiegyenesítve képzeljük a párhuzamos kört s arra ordinátákat állítunk fel minden egyes helyen ott, ahol az izotermák a szélességi kört metszik. Az így nyert ordinátákra az illető izoterma hőmérsékletével arányos hosszúságokat mérünk fel s ezeknek végpontjait folytonos görbével összekötjük. Ily módon készült példaképen a 15. ábra, amely a 40^o északi szélességi kör januáriusi középhőmérsékletének grafikonja. — Ennek az idomnak területét ki-



15. ábra. A 40^o földrajzi szélesség januáriusi közepes hőmérsékleteinek grafikonja.

számítva, meghatározhatjuk az idommal egyenlő területű és egyenlő alapu négyszögnek a magasságát, ami nem lesz más, mint a parallel kör valódi közepes hőmérséklete januárius hónapban. DOVE volt az első, aki ilyen számításokat végzett, de még akkor nem állottak rendelkezésére (1852-ben) olyan jó adatok, mint az újabb meteorologusoknak, akiknek adatai közül SPITALER-ét fogjuk közölni, aki HANN izotermás térképéről számította ki a következő adatokat.*)

Földrajzi szélesség	Éjszaki félteke			Déli félteke			Földrajzi szélesség
	év	januárius	julius	év	januárius	julius	
0	25·9	26·2	25·5	25·9	26·2	25·5	0
10	26·4	25·7	26·7	25·0	25·9	24·0	10
20	25·6	21·7	28·1	22·7	25·5	20·5	20
30	20·3	13·9	27·4	18·5	22·9	15·3	30
40	14·0	3·9	23·8	11·8	16·1	9·7	40
50	5·6	— 7·2	18·1	5·9	8·1	3·2	50
60	— 0·8	— 16·0	14·1	—	—	—	60
70	— 9·9	— 25·5	7·3	—	—	—	70
80	— 16·5	— 32·0	2·0?	—	—	—	80
90	— 20·0	— 36·0	0·0?	—	—	—	90

Ez az érdekes számsorozat azt mutatja, hogy a legmelegebb parallelkör az éjszaki szélesség 10^o-a. A déli féltekét a 60^o szélességen túl nem ismerjük olyan behatóan, hogy izotermákat lehetne erről a vidékről szerkeszteni s így a parallel-körök hőmérsékleteit sem lehetett kiszámítani. Amennyi számunk van a déli féltekéről, az is azt mutatja, hogy a déli félteke egészen a 40^o-ig valamivel hűvösebb, mint az éjszaki félteke, azon túl a déli oceán mérséklő klímájának hatása alatt valamivel melegebb a déli sarkkör vidéke, mint az éjszakié. A polusok hőmérsékletét természetesen még nem tudjuk összehasonlítani, de annyi az adatokból világos, hogy az egész déli félteke közepes hőmérséklete valamivel, ha nem is sokkal, alacsonyabb, mint az éjszaki féltekéé.

*) SPITALER: Die Wärmevertheilung auf der Erdoberfläche; Denkschriften d. Wiener Akad. d. Wiss. math. naturw. Classe, 1886. LI. kötet — Isanomalenkarte des Jahres; Peterm. Geogr. Mitth. 1887. — ...des Januar u. Juli; ugyanott, 1889.

Ez az eredmény méltán megütközést kelthet. Amint korábban láttuk, a Nap sugárzásából egy év alatt éppen annyi jut a déli féltekének, mint az éjszakinak. A besugárzás munkájának tehát egyenlő végeredményeket kellene létre hozni. Azonban a levegő hőmérséklete nem mértéke a besugárzás munkájának, miután a levegő az ő melegét nem közvetlenül a Nap sugaraitól, hanem főrészeben a Föld felszínétől nyeri. E szerint a fennebbi számok közvetve azt mondják, hogy az éjszaki félteke felületének felszíne magasabb hőmérsékletű, mint a déli féltekéé. Ugyanazon hőmennyiség azonban a testek hőmérsékletét azok fajmelegével fordított arányban emeli. A víz fajmelege, amint tudjuk, nagyobb, mint a szilárd kéreg közöteié, tehát méltán elvárható, hogy a Föld felszíne ugyanazon sugárzás hatása alatt melegebb ott, ahol több a szárazföld és hidegebb ott, ahol az oceanok területe túlnyomó. Innen ered a déli félteke levegőjének alacsonyabb közepes hőmérséklete, miután a déli félgömbön több a víz, mint az éjszakin.*)

SPITALER szerint a féltekék közepes hőmérsékletei a következők:

	Januárius	Julius	Közép
Éjszaki félteke	8·0	22·5	15·2
Déli félteke	17·5	12·4	14·9
Egész Földfelület	12·7	17·4	15·0

A Föld felülete tehát legmelegebb az éjszaki félteke nyarán s leghidegebb az éjszaki félteke telén. Ami természetes is, mert az éjszaki félteke forró nyara egyidőben esik a déli félteke enyhe telével, az éjszaki félteke hideg tele pedig egyidőbe esik a déli félteke hűvös nyarával.

Igen érdekes térképet készíthetünk úgy, hogy minden egyes észlelőhelyre feljegyezzük, hogy mennyivel tér el annak hőmérséklete a rajta keresztül menő párhuzamos kör közepes hőmérsékletétől. Találni fogunk helyeket, amelyek melegebbek, mint szélességi körük közepes hőmérséklete s viszont vannak hide-

*) VOIRROV ellenvetése (Met. Zeitschr. 1888. 17. lap), hogy az éjszaki féltekén a tenger is melegebb, mint a déli féltekén s hogy ezt a délkeleti passzátnak az éjszaki féltekére való áttérjedése okozza stb., fundamentális tévedésen alapul. A délkeleti passzát áttérjedése éppen a déli félteke hűvösebb voltából következik, okoskodása tehát „circulus vitiosus“. Egyes részleteket kikapni nem szabad, hanem a munkamegmaradásának elvére támaszkodva, általános okot kell keresnünk, amely a fennebbieken minden nehézség nélkül megtalálható.

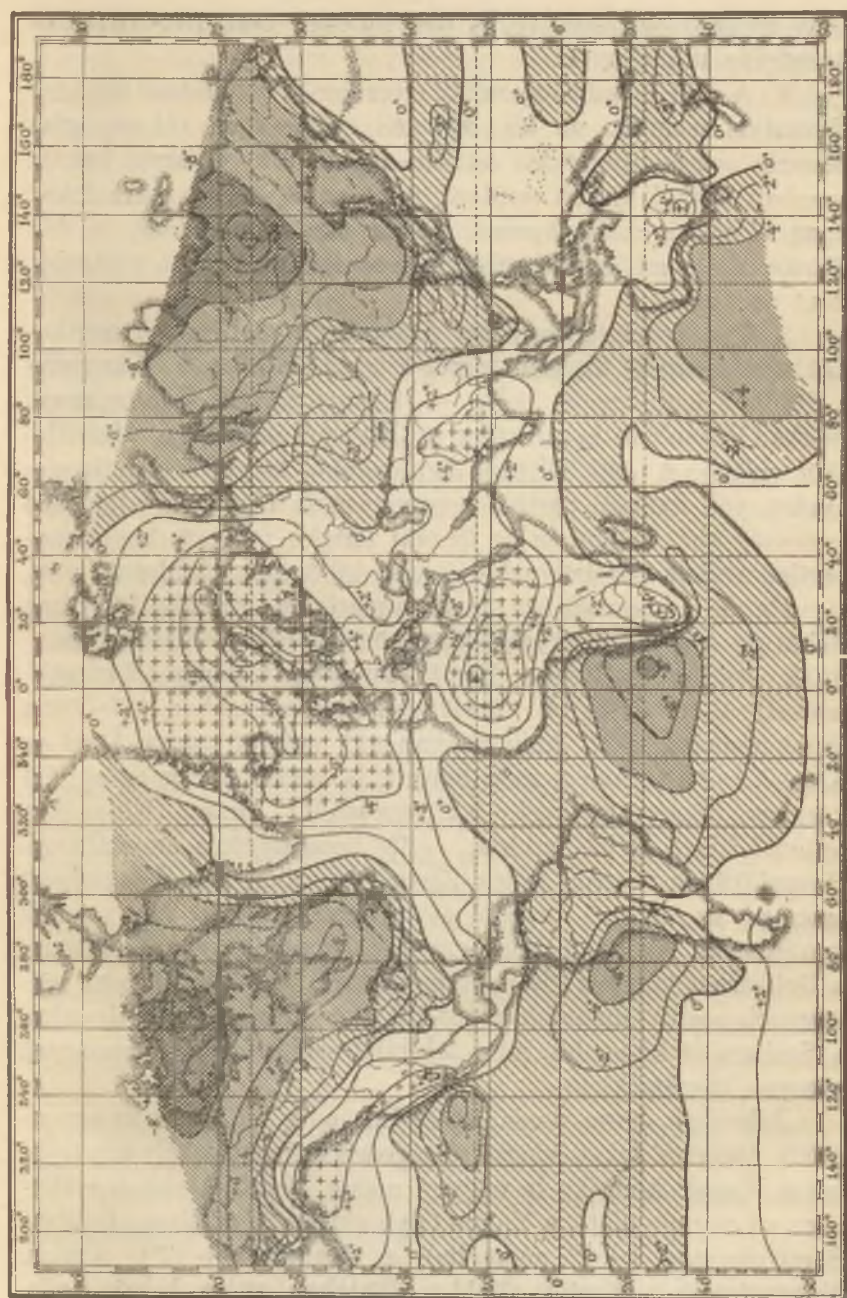
gebbek. Ezt, az illető szélesség közepes hőmérsékletétől való eltérést: anomáliának nevezzük. Ha az egyenlő anomáliás helyeket vonalakkal kötjük össze, akkor az izoanomalia, vagy röviden izanomalia-vonalakat kapjuk. Évi közepes izanomáliákat mutat a 16. ábra térképe.

Kétféle fő módon lehet izanomáliákat szerkeszteni, aszerint, hogy mit választunk alapul. A hemiszférás izanomáliákhoz az egyes helyek hőmérsékletét az illető szélességi kör közepes hőmérsékletével hasonlítjuk össze, tehát különböző hőmérsékletekkel az éjszaki és a déli féltekén. Ebben az ábrázolásmódban meg van az a hiba, hogy a déli félteke általános hideg anomáliáját nem tünteti fel. SELLA *) módszere még tökéletesebb. Ő a holoszférás izanomáliákat szerkesztette meg. Erre a célra az éjszaki és déli félteke hasonló számú szélességi körének évi közepes hőmérsékletéből számtani közepet vett s elhöz hasonlította az egyes helyek valódi évi közepes hőmérsékleteit. Ebben az esetben az izanomáliák feltüntetik a déli félteke tulhideg voltát s az éjszaki félteke aránylag melegebb klímáját. Valamivel komplikáltabb azonban a dolog, ha nem az évi közepes hőmérséklet anomáliáit, hanem a leghidegebb és legmelegebb hónapok anomáliáit akarjuk megszerkeszteni ilyen módon. Ekkor az éjszaki félteke szélességi köreinek januáriusi középhőmérsékletét a déli félteke hasonló szélességi köreinek júliusi középhőmérsékletével kell összevetni s így számítani ki a szélességi körök közepes hőmérsékletét a leghidegebb hónapban. Hasonlóképen a legmelegebb hónap anomáliáinak kiszámítása végett az éjszaki félteke parallel-köreinek júliusi és a déli félteke hasonló szélességű köreinek januárius havi közepes hőmérsékleteit kell összevetnünk. Ilyen számítással a déli félteke enyhe tele és hűvös nyara sokkal jobban és talán igazságosabban is szembe tűnik.

Az évi izanomáliás térkép (akár a holo- akár a hemiszförikus, miután nagyon közel egyformák) a következő érdekes dolgokat tünteti fel.

1. Egész Európa, majdnem egész Afrika és délnyugati Ázsia túlmelegek. Különösen pedig túlmeleg Norvégia, Anglia és a Szahara. Tulmeleg még azonkívül Éjszak-Amerika kes-

*) E. SELLA: Ueber holosphärische Isanomalien der Temperatur. 3 térképpel, amelyek után 16. ábránk készült; Met. Zeitschr. 1896. XIII. k. p. 161.



16. ábrn. Az évi közepes hőmérséklet holoszférás izanondliái.

keny nyugati partszegélye. A déli féltéken csak Dél-Afrika és Ausztrália túlmelegek.

2. A déli féltöke egyenlítői vidékeinek általában túlhideg vidékeivel szemben az $50-60^{\circ}$ déli szélességen túl az egész délsarki oceán túlmeleg. Az $50-60^{\circ}$ -on túli, délsarki kalotta azonban sokkal kisebb területű, mint az 50° -tól északra fekvő s az ekvátorig terjedő zóna. Ez az oka annak, hogy a déli féltöke általában, a holoszférikus izanomáliák szerint hidegebb, mint az északi.

3. Igen érdekes, hogy úgy Ázsiának, mint Éjszak-Amerikának kontinentális klímájú részei szintén túlhidegek. Még pedig a Földnek leghidegebb helye — 11° anomáliával Verchojanszk vidéke. Hasonlóan igen hideg a Hudson-öböl és a Melville-öböl vidéke. A déli féltöke leghidegebb helyei a kontinensnyulványok nyugati partjai mentére esnek. Ugyanezen földrajzi szélesség alatt különben az északi féltöke nyugati kontinenspartjai mellett is relative hideg van, különösen Kalifornia előtt.

Ha az izanomáliákat csak januáriusra szerkesztjük meg (tehát az észlelőhelyek januáriusi közepes hőmérsékletét hasonlítjuk össze a szélességi körök januáriusi közepes hőmérsékletével), akkor az előbb vázolt dolgokat erősebben kifejlődve látjuk magunk előtt. Januáriusban úgy szólván egész Ázsia és Kelet-Európa túlhideg, még hazánk is, amely pedig egész évi közepes hőmérsékletével $+2^{\circ}$ anomáliát mutat. Különösen rettentő hideg Kelet-Szibiria, -33° holoszférikus anomáliával. Hasonlóképen nagyon hideg Éjszak-Amerika. Annál melegebb azonban az Atlanti oceán és nyugati Európa, meg a déli kontinensek, ahol ilyenkor nyár van. Norvégia nyugati partjain, a Golf-áram langyos vizén, ilyenkor van a Földön ismert legnagyobb pozitív anomália $+18^{\circ}$ -kal. Igen érdekes, hogy ilyenkor a Szahara is hidegebb, mint földrajzi szélességének januáriusi közepes hőmérséklete.

Júliusban egész Ázsia, egész Európa s Afrikának az egyenlítőtől északra fekvő vidéke túlságosan meleg. Csekély kivétellel egész Éjszak-Amerika is nagyon meleg. Legmelegebbek aránylag: a Colorado plató, a Yukon folyó vidéke Alaskában; továbbá Spanyolország ($+8^{\circ}$ anomália), a Szahara ($+12^{\circ}$), Arábia, Mezopotamia, a Turáni alföld s általában egész belső Ázsia. A déli féltéken a kontinensek ilyenkor alig mutatnak anomáliát,

de inkább hidegebbek. A déli félteke arktikus tengereinek túlmeleg zónája most a baktérítőig ér. A kontinensek nyugati partjai előtt a térítők mentén említett túlhideg foltok ebben a hónapban esodálatos szabályossággal jelentkeznek. Általában tehát négyféle nagy klimavidéket lehet megkülönböztetni az anomáliák szerint.

1. Állandóan, télen-nyáron túlmelegek: a kontinensek nyugati partjai az éjszaki féltekén s az előttük fekvő tengerek; továbbá a déli arktikus kalotta.

2. Állandóan, télen-nyáron túlhidegek a kontinensek keleti partjai az éjszaki féltekén s a kontinensek nyugati partjai előtt a tengerek, a térítők táján.

3. Télen aránylag melegek, nyáron pedig aránylag hűvösek: az éjszaki félteke oczeánjai, a déli féltekén az Indiai és a Csendes oczeán vidéke a baktérítő mentén (a déli féltekén januáriusban van nyár!)

4. Télen nagyon hidegek, nyáron pedig nagyon melegek, tehát igazán kontinentális klimájuk az összes kontinensek belső részei, az Amazon vidékét kivéve, amely meglehetősen oczeáni klimát mutat.

*

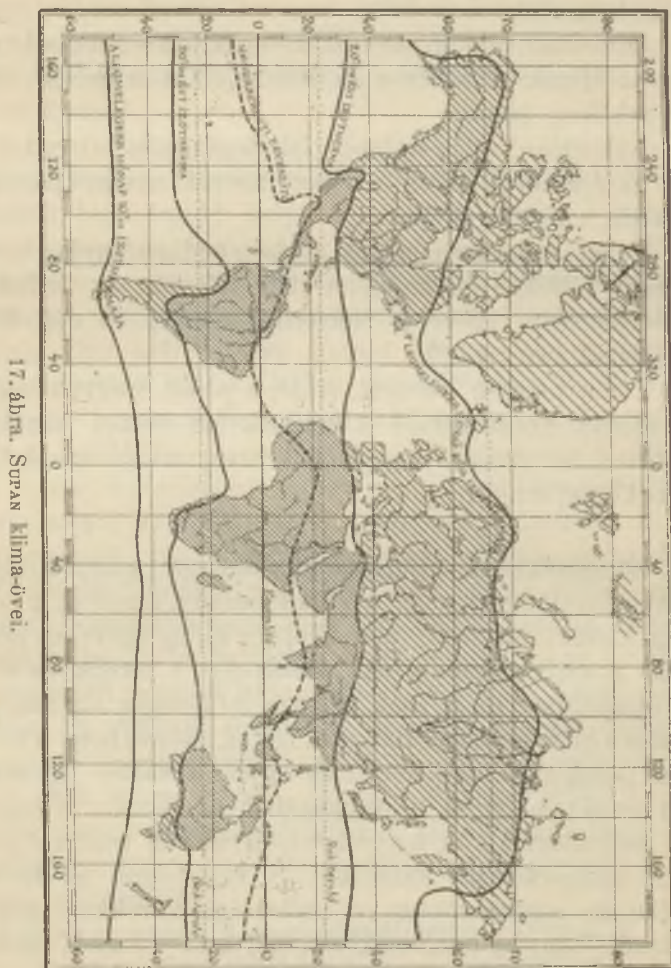
A hőmérsékletek eloszlásának ismerete alapján bizonyos zónákat állapíthatunk meg a Föld felszínén, amelyek a csillagászatilag kiszámított forró, mérsékelt és hideg égöveket helyettesíthetik. A csillagászati zónák, amelyeket a térítők és a sarkkörök állapítanak meg, csak nagyon felületesen egyeznek meg a valóságos hőmérsékleteloszlással. Így pl. láttuk, hogy a termikus ekvátor nemcsak, hogy nem esik egybe a valódi egyenlítővel, hanem majdnem egész hosszúságában az éjszaki féltekén fut.

A szélességi körök helyett tehát valóban izotermákat kell tennünk klimaválasztó határoknak. S hogy ezek az izotermák nem futnak párhuzamosan a szélességi körökkel, abból az következik, hogy a hőmérséklet zónái sem lesznek szabályos, egyenlő szélességű csíkok a Föld felszínén.

SUPAN igen egyszerűen és szellemesen a következő temperatúra-zónákat állapította meg. *)

*) SUPAN A.: Grundzüge der Physischen Erdkunde. Leipzig 1896. p. 74. Bővebben: Peterm. Geogr. Mitt. 1879. Ebben az értekezésében még a 0^o-os izotermát választja az arktikus vidékek határául.

A forró égövet az egyenlítőtől éjszakra és délre legezél-szerűbb a $+20^0$ -os évi közepes izotermával határolni. Ez az izoterma határolja leginkább a passzát-rendszerű szelek elterjedését, amely olyan jellemző a forró égővre nézve, amint azt majd látni fogjuk. Azonkívül a 20^0 -os izotermák zárják közbe



azt a területet, ahol a pálmák általánosan el vannak terjedve, már pedig tudjuk, hogy a pálmák szintén igen jellemző növényei a forró égőnek.

A 20^0 -os izotermákon kívül a mérsékelt égők terjednek el, amelyek poláris határául a 0^0 -os évi közepes izotermát is

lehetne választani, habár ennek legnagyobb részt csak elméleti értéke van. A talaj ugyan általában csak ott van megfagyva állandóan, ahol az évi közepes hőmérséklet 0° -on alul van. Amint azonban, különösen VOEIKOV kimutatta, a fagyott föld elterjedését még más klimatikus tényezők is befolyásolják, különösen pedig a hó elterjedése, ennél fogva a 0° -u izoterma nem természetes határ, sőt igen különféle klímákat kerít be a polusok körül. Így pl. az Amur völgyének tigris-lakta rengetegei ezzel már az arktikus vidékhez tartoznának, míg Grönland déli csúcsa még a mérsékelt égövbe esnék. Sokkal helyesebb SUPAN szerint a mérsékelt égöv poláris határául a legmelegebb hónap $+10^{\circ}$ -os izotermáját választani, amely kizárja a mérsékelt égöv alól azokat a vidékeket, ahol erdő és gabnatermelés nincs. Ott ugyanis, ahol a legmelegebb hónap közepes hőmérséklete nem emelkedik $+10^{\circ}$ -ra, ott nincs már erdő s lehetetlen a gabona-termelés és így az ember egészen más életmódra van utalva.

17. ábránk az ilyen hőmérsékleti övek elterjedését mutatja. A matematikai égövek és a SUPAN-féle hőmérsékleti övek összehasonlítását a következő táblázat adja meg:

Övek határai	Matematikai égövek ha- tárai	SUPAN-féle hőmérsékleti övek határainak	
		közepes fekvése	legszélsőbb pontjai
Éjszaki hideg és mérsékelt öv (júliusi $+10^{\circ}$ izot.)	$66^{\circ} 27' N.$	$67^{\circ} 3' N.$	$72^{\circ} 54\frac{1}{2}^{\circ}$
Éjszaki mérsék. és meleg öv (évi köz. $+20^{\circ}$ izot.)	$23^{\circ} 27' N.$	$30^{\circ} 31' N.$	$38^{\circ} 22\frac{4}{5}^{\circ}$
Déli meleg és mérsékelt öv (évi köz. $+20^{\circ}$ izot.)	$23^{\circ} 27' S.$	$26^{\circ} 58' S.$	$36^{\circ} 12^{\circ}$
Déli mérsékelt és hideg öv (januáriusi $+10^{\circ}$ izot.)	$66^{\circ} 27' S.$	$47^{\circ} 58' S.$	$54\frac{1}{2}^{\circ} 44^{\circ}$

A forró égöv tehát területének nagyobb részével esik az éjszaki féltekére, mint a délire. A forró égöv azonban még a déli féltekén is nagyobb mint a csillagászok égövei. A déli hideg égöv sokkal nagyobb, mint az éjszaki és nagyobb tete-
mesen a matematikai antarktikus övnél is. Az éjszaki hidegöv majdnem ugyanakkora, mint az éjszaki sarkkör által bezárt terület s így a mérsékelt égövek lesznek sokkal kisebbek, mint

a matematikailag kijelöltek. Az antarktikus öv óriási kiterjedésének a déli sarktenger az oka, a forró égöv nagy kiterjedésének pedig az egyenlítőnek — különösen éjszaki oldalán elterülő nagy szárazföldek az okai.

Egészen más alapon építette fel KÖPPEN*) az ő klímaöveit, amelyet érdekességénél fogva szintén érdemes tanulmányoznunk. Ő azt az időt választotta a beosztás alapjául, amelynek tartama alatt a hőmérséklet bizonyos határok között marad. KÖPPEN szerint azok a hónapok, amelyeknek napjai állandóan 10° C. közepes hőmérséklet alatt maradnak, azok a hideg hónapok. Azok, amelyeknek átlagos hőmérséklete $+10^{\circ}$ felett marad, de 20° -nál alacsonyabb, azok a mérsékelt hónapok s végül a 20° átlagos hőmérsékletnél melegebb hónapok forrók. Aszerint már most, hogy hány hideg, mérsékelt, vagy forró hónap van az évben, a következő zónákat különböztethetjük meg:

1. Trópusos öv: minden hónap forró, tehát 20° felett van.
2. Szubtrópusos öv: egy évben 4—11 forró hónap, de legalább 1 és legfeljebb 8 mérsékelt hónap.
3. Mérsékelt égöv: legalább 4 hónap mérsékelt, de lehet mind a 12 is az.
4. Hideg égöv: legfeljebb négy hónap mérsékelt, a többi hideg.
5. Sarki öv: minden hónap hideg, tehát egyiknek hőmérséklete sem emelkedik 10° fölé.

Amíg tehát a sarki öv határa tökéletesen összeesik a SUPAN-félével, addig a többi egészen másként húzódik körül a Földön. Annyi bizonyos, hogy ennek a beosztásnak is jelentősége van: Ha még olyan forró is a nyár, de annak hevét a hideg tél váltakozása tűrhetővé teszi, a vidék alkalmas lesz a kultúra kifejlődésére. Ahol azonban a forróság egész évben szünetlenül tart, ahol a szervezet az év egyik hónapjában sem üdülhet fel a nyomasztó forróság alól, ott az ember képtelen kitartóan munkálkodni. Éjszak-Amerika leggyorsabban fejlődő, legiparüzőbb vidékein a nyár épen oly forró, mint ekvatoriális Afrikában, de amíg itt nincs tél, amely ezt enyhítené, addig az Unio középső vidékein januáriusban állandóan 0° alatt marad a napok közepes hőmérséklete, sőt az alá igen tete-

*) Meteor. Zeitschr. 1884. 215. lap.

mesen le is süllyed. De a növény- és állatvilág is nagyon alkalmazkodik ehhez a klimabeosztáshoz, azonban nem teljesen.

SUPAN beosztásának mindenesetre meg van az az előnye, hogy nagyon egyszerű s eléggé közel ugyanaz, mint a matematikai beosztás, azonkívül még fontos természeti jelenségekhez is alkalmazkodik. KÖPPEN beosztása viszont részletesebb alosztályozást enged meg, ami igen gyümölcsöző lehet egyes vidékek flórájának, faunájának és általában klimájának tanulmányozására. Választani a kettő között semmi esetre sem lehet végérvényesen, hanem mindkettő ott alkalmazható, ahol annak előnyei jobban előtérbe lépnek.

V. FEJEZET.

A hőmérséklet ingadozásai.

Valamely vidék klimájának igen fontos jellemvonása a hőmérsékletnek naponként és évenként való ingadozása, továbbá napról-napra, évről-évre való változatossága, eltérése a rendestől. Ez az utóbbi a klíma szeszélyességének is nevezhető, amennyiben azokat a nehezen magyarázható, előre ki nem számítható változásokat fejezi ki, amelyek szerint egyik napnak a közepes hőmérséklete eltér a következőétől stb. A hőmérséklet naponként való ingadozása a nappali felmelegedéstől s az éjjeli lehüléstől származik s annyira fontos klimatikus elem, hogy annak a klímák jellemzéséből sohasem szabadna hiányoznia.

Hasonlóan igen fontos ismernünk a vidék klimájának tanulmányozásakor a hőmérséklet évi ingadozását is, amely annyira hasonlít a napi ingadozáshoz, hogy a két tünetény igen sokszor egészen egyforma jellemet mutat. Az évi ingadozás klimatikus fontosságát már az előbbi fejezetben méltattuk, amikor különösen KÖPPEN klímazónáinak ismertetése közben rájöttünk, hogy a klímák általában nemcsak a hőmérséklet közepes értékétől függenek, hanem a hideg és meleg hónapok tartamától s azoknak évi eloszlásától is.

A változatosság, vagyis a klíma szeszélyessége szintén nagyon jellemző a klímára. Amíg némely vidéken egyik nap majdnem tökéletesen olyan hőmérsékletű, mint a másik (eltekintve az évi ingadozás folytán előállott fokozatos lehüléstől

vagy felmelegedéstől) addig más vidékeken sohasem tudjuk előre megmondani, milyen lesz a következő nap; a szelek megfordulása, a felhők járása tetemes különbségeket okozhat az egymásután következő napok közepes hőmérsékletei között.

Van végül a levegő hőmérsékletének ciklusos ingása is, amely talán nagyobb, kozmikus okok következménye, de ezekkel, tekintve azt, hogy azoknak a geográfiában nem sok fontosságuk van, csak röviden foglalkozhatunk.

A levegő alsó rétegeinek hőmérséklete, amint azt már korábban láttuk, a talaj hőmérsékletétől függ, mert eltekintve a Nap sugarainak csekély direkt elnyelését, melegének legnagyobb részét a talajtól kapja vezetés útján. De viszont a levegő alsó rétegei a talajtól hűlnék is le, még pedig kisebb mértékben a vezetés, mint inkább a kisugárzás folytán. Amíg ugyanis felmelegedés közben a talajjal érintkezésben levő levegő felszáll a magasba s a nyert meleget viszi fel, esetleg 1 km. magasságra is, addig lehűlés közben a lehűlt levegő rajt marad a talajon s a magasabb levegőrészeknek a talajjal való direkt érintkezését megakadályozza. Tudjuk az előbbiekből, hogy ez a tűnemény okozza a hőmérséklet megfordított elrendezkedését a vertikális irányban.

Eszerint tehát a levegő alsó rétegei egy nap alatt annál nagyobb ingadozást mutatnak, különben ugyanazon körülmények között, minél nagyobb a talaj felső színének ingadozása. Ebből származik az első fontos és nagy különbség az oczeánok és a szárazföldek napi és évi hőmérsékletjárása között. De emellett még a talaj petrográfiai összetétele, növényekkel való fedettsége stb. szintén lényeges különbségeket okoz.

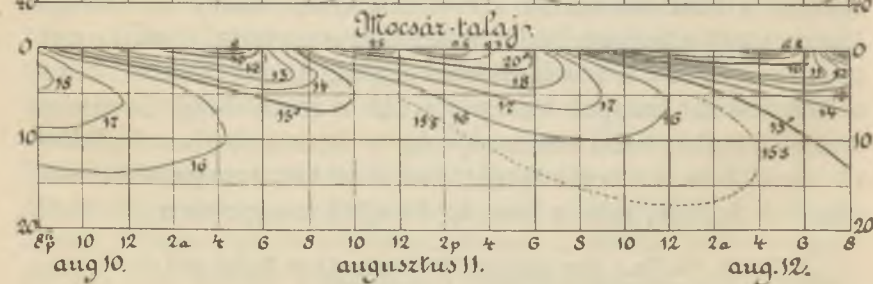
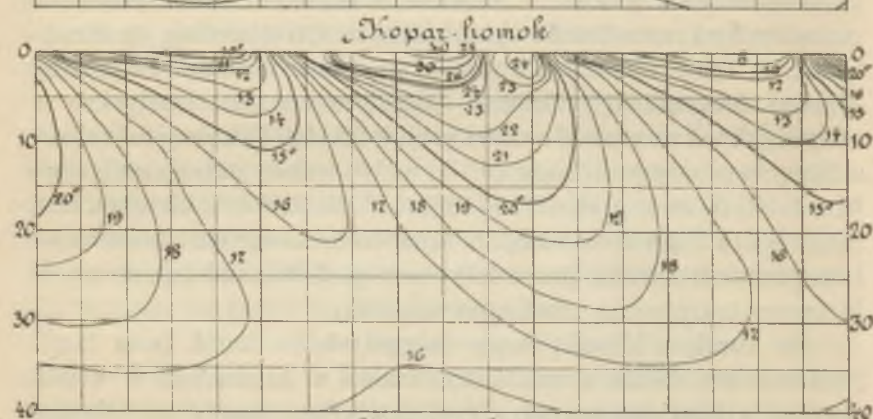
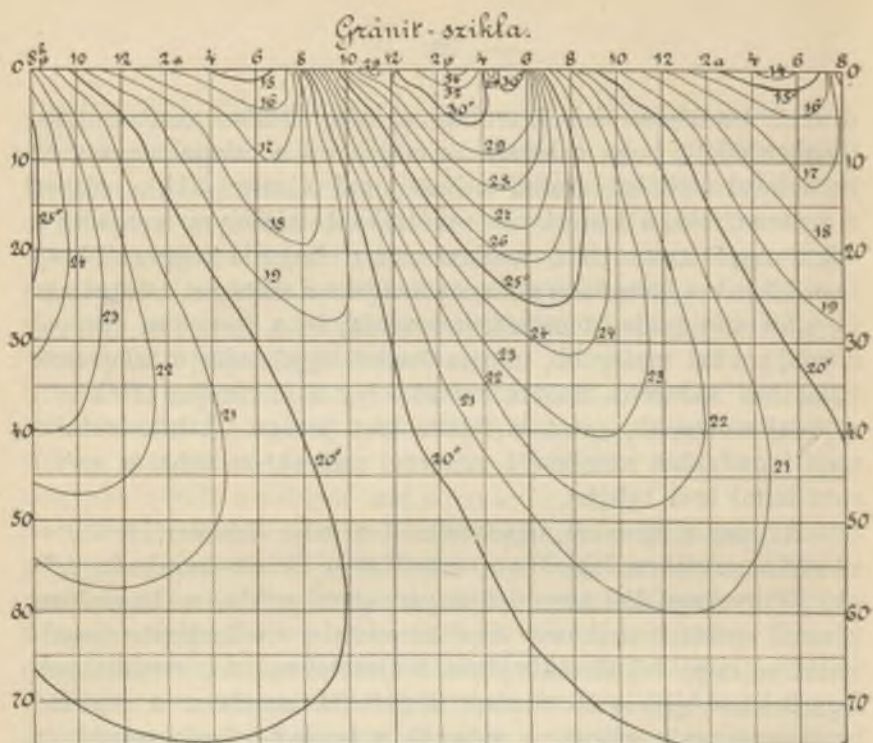
A talaj hőmérséklete legalacsonyabb napfölkeltkor, akkor, amikor a levegő is a leghidegebb. Legmelegebb pedig a besugárzás maximuma után körülbelül egy órával, tehát délután 1 óra tájban (derült napon), amikor az intenzív kisugárzás által veszített melegmennyiség ugyanannyi, mint az inszoláció folytán nyert hőmennyiség és így a talaj hőmérséklete egy pillanatra állandó marad. Amint azonban a Nap hanyatlásával az inszoláció csökkenni kezd, a kisugárzás pedig még mindig igen intenzív, azonnal melegveszteség kezd mutatkozni s a talaj lehűl. Kisugárzása és vezetése azonban a felette levő levegőréteget még mindig melegíti s a hőmérsékletének maximumát

d. u. 2 óra tájban éri el, amikor a talaj hűlése már annyira megkezdődött, hogy a levegő is megérzi s a talajjal együtt az is el kezd aláhűlni. Amint a Nap mind alacsonyabbra süllyed a horizon felé, a kisugárzás mindinkább túlsúlyra vergődik s végül napfölkelte előtt; amikor még a hajnalderengéssel meg nem jelenik a levegőben a fénynyel együtt a szétszórt hősugárzás is, eléri minimális hőmérsékletét a talaj is, a levegő is. Nappal a talaj sokkal melegebb, mint a levegő, éjjel pedig a talaj csak valamivel hidegebb mint a levegő s így napi közepes értékében a talaj melegebb, mint a felette levő levegő. A hőmérséklet napi ingadozása azonban 1 méternél mélyebben soha és sehol sem hatol le a talajba.

A talaj különböző magaviseletét a napi hőmérsékletváltozásokkal szemben legjobban megvilágítja HOMÉN tanulmánya,*) aki Finnország déli részén a kopár gránitszikla, a hasonlóan rosszul védett homokmező és a mocsártalaj viselkedését vizsgálta a napi hőmérsékletjárás tekintetében. Az eredmények legérdekesebbjeit a 18. ábránk tünteti fel, amelyen a legfelső görberendszer a gránit-, a második a homok- s a harmadik a mocsártalajra vonatkozik. Az ábrákat a következőleg szerkesztették. A felső vízszintes vonalak beosztása a nap óráit jelenti. Minden órapontban húzzunk függélyes vonalat, amelyekre a mélységeknek megfelelő osztást rakjuk fel. Jelöljük meg már most a függélyes vonalon, hogy pl. d. e. 10 órakor milyen mélységben találjuk meg a $+15^{\circ}$, $+16^{\circ}$, 17° stb. hőmérsékleteket. Ezt minden óra függélyes vonalán kijelölván, az egyenlő hőmérsékletű pontokat kössük össze folytonos görbevonalakkal, amelyek bizonyos tekintetben izotherma vonalak.

Az ábrákon látszik, hogy legmélyebbre hatol le a napi hőmérsékletváltozás a sziklában, azután a homokban s végül egészen a felszínen marad a mocsártalajban, amely különben a három közül a legcsekélyebb ingadozást is mutatja, mert a nyert meleg nagy része a párologtatásra fordul. Annak daczára, hogy a hőmérséklet nappal legalacsonyabb a mocsártalaj felszínén, mégis a legkevesebb hőmennyiség a homoktalajban foglaltatik, mert hisz a mocsár-talaj vízzel átvódott anyaga tetemesen nagyobb fajhőjű, mint a homok. Az éjjeli kisugárzás a gránitról

*) HOMÉN, DR. TH.: Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde. Leipzig 1897.



18. ábra. A talaj hőmérsékletének napi változásai Homén mérései szerint.

és a homokról egyforma nagy, míg a mocsártalaj aránylag keveset veszít melegéből, tekintettel a benne rejlő nagy hőmenyiségre. A gránitban rejlik azonban legtöbb hő s így éjjel a gránit melegíti legjobban a levegőt, nappal pedig a homok, amelynek felszíne a legmagasabbra emelkedik.

Amikor a talaj nagy mélységekben még nagyon hideg, tehát például kora tavasszal, akkor a talaj felszínéről éjjel történő kisugárzást a nagyobb mélységek melege alig képes pótolni. Ilyenkor a mocsártalaj az, amely a levegő éjjeli lehülését legkevésbé képes sugárzó melegével megakadályozni s így a levegő tavaszi éjszakákon a mocsártalaj felett fog legerősebben lehűlni, a homoktalaj felett valamivel kevésbé s a grániton legkevésbé. Az éjjeli fagyok tehát leggyakoribbak a mocsártalajon, míg a homok és kőszikla a kisugárzást nagy vastagságra eloszlott melegével az éjjel tartama alatt pótolni képes.

Hasonlóan hat a levegőre a talaj az évi hőmérsékletjárás közben is. Amint egyes helyeken végzett gondos észlelések mutatják, az évi ingadozás tetemesen mélyebbre lejut a talajba, mint az egy napi és pedig a talaj felszínének évi hőingadozása szerint különböző mélységekre. Az a mélység, ameddig a hőmérséklet évi ingadozása lehatol, magasabb földrajzi szélességek alatt, ahol az ingadozás nagyobb, mintegy 25 méter, közepes szélességek alatt, kisebb évi ingadozások mellett pedig 15—20 m.

A hőmérséklet ingadozásának amplitúdója, vagyis szélső értékei közötti különbsége legnagyobb a talaj felszínén s lefelé gyorsan fogy, még pedig a mélységgel nem egyszerűen, hanem négyzetgyöke arányában.*)

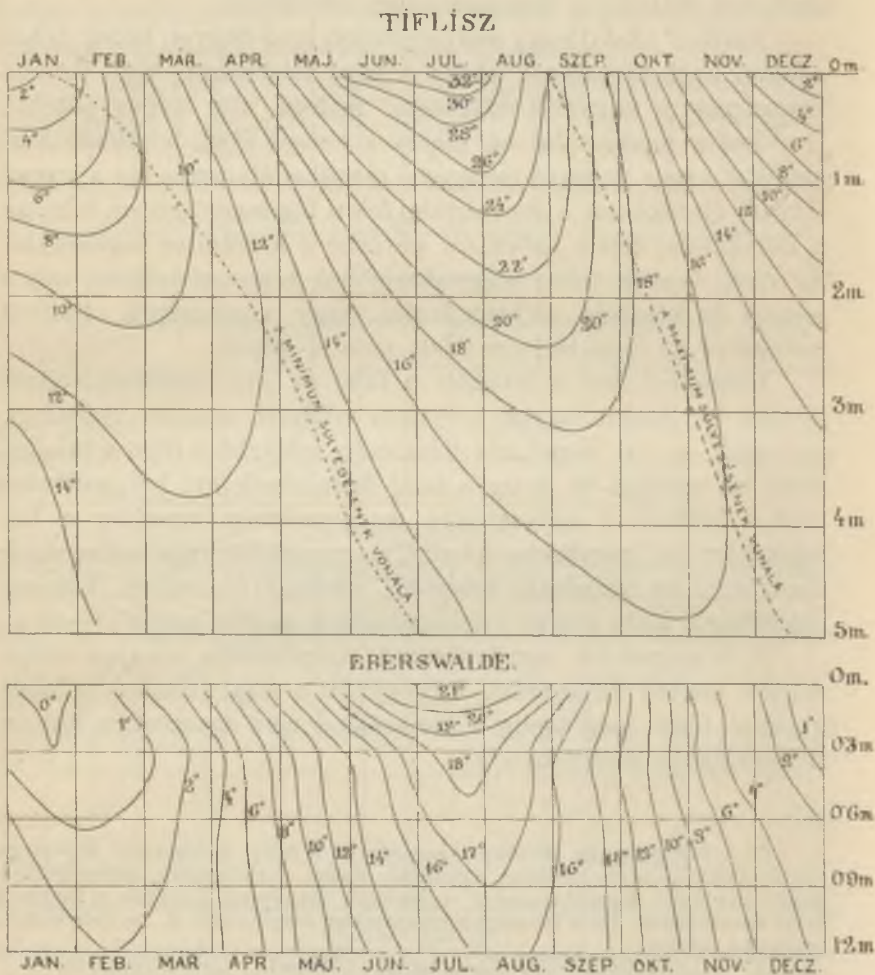
*) A melegvezetés törvényei szerint, ha a talaj melegvezető képessége lefelé állandó s nagy területen egyforma, akkor a különböző mélységekben talált amplitúdó logaritmusai a mélységgel arányosan kisebbek a felszínen talált amplitúdónál. Ha a felszínen a hőmérséklet amplitúdója A_0 , m mélységben pedig A_m , akkor

$$\log A_m = \log A_0 - C \cdot m.$$

ahol a C arányossági tényező a talaj általános hővezető képességétől függ. A Tifliszben tapasztalt talajhőmérsékletek szerint, ha a mélység m méterekben van kifejezve, közepesen 0.2275 az állandó értéke.

Ha az amplitúdó ugyanaz, de a periódus időtartama különböző, akkor megváltozik a dolog. Az a mélység, ameddig az ingadozás lehatol, ugyanazon amplitúdó mellett a periódus időtartamának négyzetgyökével arányos. Ennélfogva az évi ingadozás 19-szer mélyebbre hatol, mint a napi ingadozás, mert $\sqrt{365} = 19.1$ (L. HANN. Meteorologie, 82. lap).

A hőmérsékletváltozás azonban lefelé egyenletes sebességgel terjed el, csak, amint említettük, amplitudója csökkenik folytonosan. A talaj hőmérsékletének évi járása ép olyan módon állítható elő (19. ábra) rajzban, mint ahogy a napi járást fel-



19. ábra. A talaj hőmérsékletének évi járása Tifliszben és Eberswaldeban.

tüntettük. A 19. ábra felső része Tiflisz talajmelegének járását tünteti fel ilyen módon. Látjuk, hogy januáriusban lefelé folyton nő, júliusban pedig folyton csökkenik igen nagy mélységig. Novemberben felülről nő egész 3—4 m. mélységig, azután

ismét csökkenik s talán miutegy 8 m.-től kezdve nő ismét. Fordított a járás tavasszal, amikor felülről lefelé egy darabig, pl. áprilisben 1¹/₂ m.-ig, csökkenik a hőmérséklet, azon alul aztán ismét nő. A talaj minden időbeli leghidegebb helyeinek összekötő vonala januárius végén válik el a felszíntől s mind mélyebbre süllyed. A talaj legmelegebb helyeinek vonala pedig szeptemberben válik el a földfelszíntől s januáriusban már mintegy 5 m. mélységben van. A meleg hullámok lefelé való elterjedését ez a két vonal igen szépen mutatja.

Ha a talaj vezetőképessége nem egyforma, akkor az izopletekben ugrást látunk (19. ábra alsó része). Eberswalde mezei állomásán *) körülbelül 30 cm. mélységben megváltozik a talaj vezetőképessége, mert innentől kezdve sokkal lassabban változik a talaj hőmérséklete lefelé, tehát a talaj jobb vezető, jobban elterjeszti a felülről nyert hőváltozásokat.

A talaj hőmérsékletének ilyen ingadozásával összefüggésben áll a levegő hőmérsékletének ingadozása. A talaj hőmérsékletének ingása azonban sok körülménytől függ s így változatos vele összefüggésben a levegő hőmérsékletének változása is.

A) Napi ingadozás.

A levegő legalsó rétegeiben a hőmérséklet reggel, napfelkelte után azonnal kezd emelkedni, d. u. 2 óra tájban eléri maximumát s este ismét süllyedni kezd egész napfölkeltéig, amely időtájban rendesen a nap leghidegebb szaka van. A rendes járástól való eltérések abban nyilvánulhatnak, hogy a hőmérséklet szélső értéke közötti különbség megváltozik, vagy a maximum és minimum bekövetkezésének időpontja eltolódik, vagy más időre esik és végül még mutatkozhatnak a hőmérséklet járásának egyéb rendellenességeiben: gyorsabb vagy lassabb süllyedésben, apróbb maximumok és minimumok beiktatódásában.

Az ilyen nagyobb fajta rendetlenségeknek előidézője az időjárás változékonysága. Nappali zivatar, beborulás vagy erős szél kitörése, vagy a szél megfordulása nagyon megváltoztathatják a hőmérséklet rendes járását.

*) J. SCHUBERT: Monats- und Jahresmittel der Bodentemperatur auf dem Felde und im Kiefernwalde; Zeitschr. für Forst- u. Jagdwesen. 1888. 1. Heft.

Sokkal fontosabbak azonban azok a különbségek, amelyek különböző évszakok vagy különböző helyek közepes napi hőmérsékletjárásában mutatkoznak. Ugyanazon a helyen télen a hőmérséklet egy nap alatt egészen más járást mutat, mint nyáron. Nemesak hogy állandóan alacsonyabb a hőmérséklet a téli hónapokon, hanem pl. nálunk annak szélső értékei között sokkal kisebb a különbség télen, mint nyáron. Így pl. Keszthelyen a januáriusi napok közepes ingadozása $3^{\circ}1'$, míg a juliusi napoké $6^{\circ}5'$, tehát több mint kétszer akkora.*) Igen érdekes összehasonlításokra jutunk így, amelyek meglehetősen komplikált összefüggésben vannak az illető hely földrajzi helyzetével.

De még a hőmérséklet napijárásának évi közepes formája sem egyforma, még közelfekvő vidékeken sem, hanem pl. tengerek közelében sokkal egyenletesebb, mint szárazföldek belsejében, az egyenlítő vidékén nagyobb ingadozású, mint a hideg égöv alatt. Általában a hőmérséklet napijárásának közepes alakjára a következő körülmények vannak hatással:

1. Ugyanazon helyen az évszak, amely szerint lényeges különbségek mutatkoznak. Télen a talaj felmelegedése napközben igen kicsiny s így nem emelkedik magasra a levegő hőmérséklete. Nyáron azonban, amíg az éjjeli kisugárzás ugyanolyan intenzív, mint télen, a nappali felmelegedés tetemesen nagyobb. Azonkívül nálunk télen sokkal több a borulás, a felhőzet, mint nyáron s így a hőmérséklet kisebb határok közt ingadozik. Tavasszal, amikor még a talaj mélyebb rétegei s a levegő felső régiói nagyon hidegek, akkor az éjjeli és nappali hőmérséklete között sokkal nagyobb a különbség, mint ősszel, amikor a megcsökkent besugárzással szemben a meleg talajnak meleg levegőtömeg felé való kisugárzása áll szemben, tehát csekély nappali felmelegedéssel csekély éjjeli lehűlés. Ősszel tehát kevesebb a napi ingadozás, mint tavasszal.

2. Különböző földrajzi szélesség alatt fekvő helyeken különféle a napi ingadozás. Legnagyobb ott, ahol a Nap függőlegesen emelkedik a látóhatár fölé s legkisebb a sarkvidékeken, ahol a hosszú téli éjszakán nem is beszélhetünk igazán a hőmérséklet ingadozásáról.

*) SÁRINGER J. K.: A Balaton környékének éghajlati viszonyai. 42. lap; Bal. Tud. tan. eredményei, I. k. IV. rész. 1. szakasz.

3. Sokkal bonyolultabb befolyása van azonban az orografiai körülményeknek. Távol a tengerektől, ahol a tenger mérséklő hatása nem érvényesül, sokkal nagyobb a napi ingadozás. Azonkívül tengerek közelében a borulás is gyakoribb, pedig a derült ég a besugárzást és a kisugárzást elősegíti.

Tengerek felett azonkívül még a napi maximum is korábban jelentkezik, mint szárazföldeken. Amíg a szárazföld felett általában legmelegebb van d. u. 2 óra tájban, addig a tengeren a Nap delelése után körülbelül $\frac{1}{2}$ órával.

A nagyobb kiterjedésű tavak az oceánokhoz hasonlóan szintén mérséklék a környezet napi ingadozását. Így pl. Keszthely napi ingadozása $5^{\circ}1'$, míg a körülbelül hasonló orografiai helyzetű Pécsé $5^{\circ}5'$.

Azonkívül magas platókon, ahol a levegő rendszeren szárazabb s ahol különben is kevesebb a fejünk felett levő levegő mennyisége, a kisugárzás úgy, mint a nappali inszoláció nagy. Hegycsúcsokon azonban, amint azt a korábbi fejezetben már ismertettük, az inszoláció bár nagy, de nem képes hatását kifejteni a talaj esekély kiterjedése miatt, hanem inkább a szabad levegő kis amplitudójú hőmérsékletjárása érvényesül. Igen ügyesen foglalhatjuk össze az orografiai viszonyok hatását a következőleg:*)

Dombor térszíni forma (domb, hegy, vagy hegyoldal) megcsökkenti a napi ingadozást, míg homorú térszín (völgy, medence) megnöveli. Normálisnak a síkság hőmérsékletjárását kell vennünk. Így pl. Pannonhalma közepes napi ingadozása (az egész évben) $4^{\circ}7'$, míg Zala-Egerszegé $6^{\circ}3'$. Az előbbi kitünő példája az uralkodóan kimagasló helyeknek, míg az utóbbi széles, lapos völgyben fekszik. Balaton-Füred (szeretetház) átmeneti alakot szolgáltat: az észlelő állomás hegypárkányon van: éjszakra tőle hirtelen kiemelkedik a hegység, délre pedig lankásan alásülyed a térszín a Balatonra. A napi közepes ingadozás $+6^{\circ}$, amelynek aránylag magas értéke kifejezi általában az állomás völgyi helyzetét.

4. A talaj minősége és növényzete szintén nagymértékben változtatja a napi ingadozást. Növényzettel borított, nedves talaj felett a levegő sem a napsugárzás hatása alatt nem

*) VOSEKOV: Étude sur l'amplitude diurne de la température. Moszkva, 1881.

melegszik fel nagyon, sem pedig az éjjeli kisugárzás nem képes túlságosan lehűteni. Ezeknek a tényezőknek befolyása azonban oly komplikált, hogy azokat röviden összefoglalni ma még nem lehet.

5. A felhőzet járásával szorosan összefügg a hőmérséklet napi ingadozása. Minél felhősebb, minél borultabb általában valamely helynek az ége, annál kisebb határok közt ingadozik naponként a temperatura. Derült egü vidékeken azonban annál nagyobb s ebben a tekintetben a legszélsőbb határokig megy a sivatagok levegőjének hőmérséklete, ahol rendszeren a többi körülmény is összevág, hogy a napi ingadozást 30^0 — 40^0 -ra is felemeljék.*) Ez a tünemény korán megragadta a meteorologusok figyelmét s bő irodalmat találunk egyes helyek egészen derült és egészen borult napjainak hőmérsékletjárására.***) Mindezek azonban arra a különös tényre vezetnek, hogy a borulás nem annyira az éjjeli kisugárzás mérséklésével, mint inkább a nappali inszoláció fentartásával csökkenti az amplitudót.***)

A borulásnak megvan még az a hatása is, hogy borult napokon a napi maximum korábban van, mint derülteken.

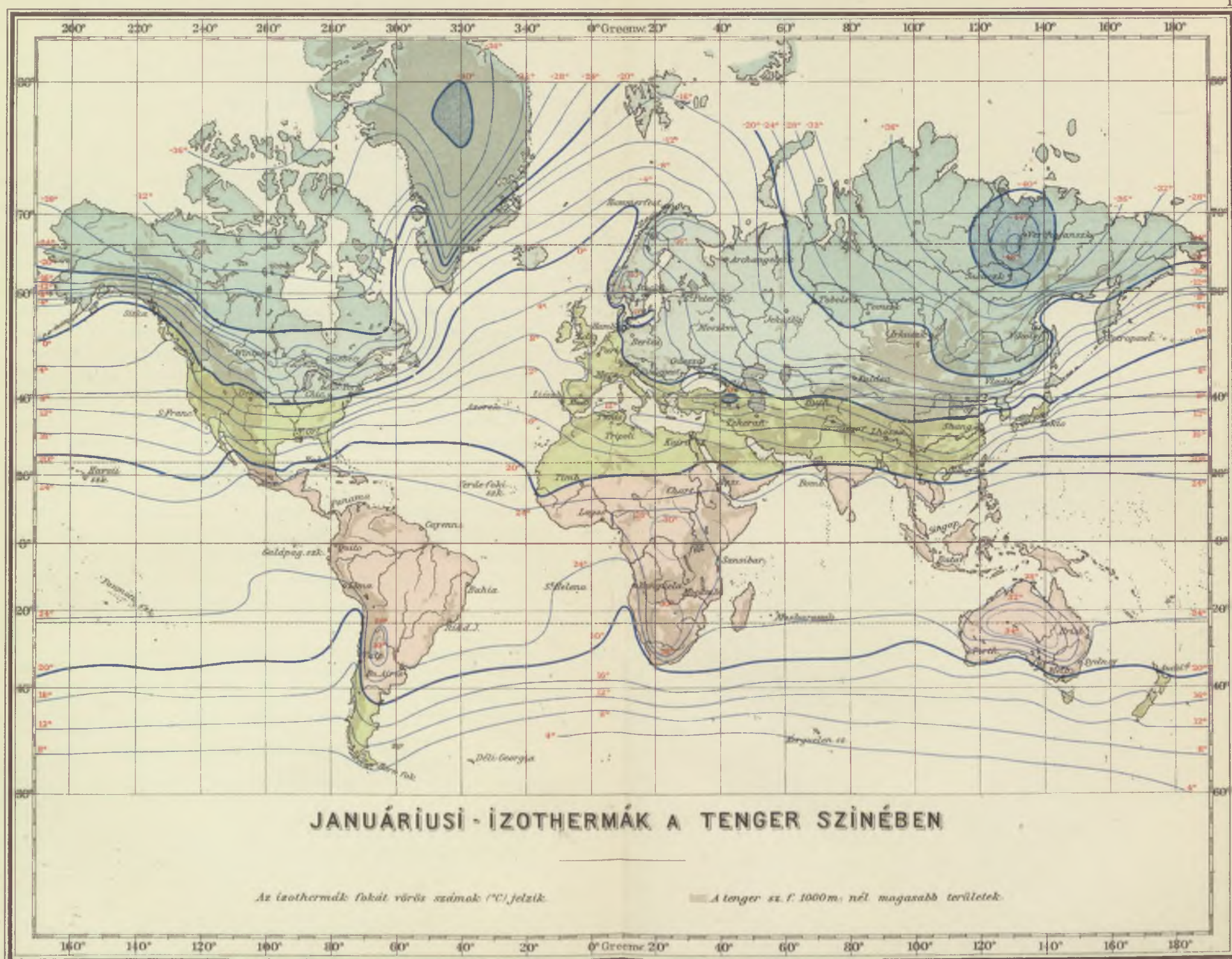
Érdekes még megjegyeznünk, hogy ott, ahol periodusos esőzések uralkodnak, ott az esős évszak és a száraz évszak járásában — az esős évszak napjainak kisebb amplitudóján kívül, a napi maximális hőmérséklet ideje is különböző. Az esős évszak napjain legmelegebb van délben, a száraz évszakban a maximum 1—2 órát megkésik.

*) A Szaharában NACHTIGAL $22^{\circ}40'$, BARTH $27^{\circ}80'$, sőt 300 m. magasságban 35^0 ingadozást észlelt. Éjszak-Amerika magas platóin 1877. július 28.-án $38^{\circ}90'$, 31.-én pedig $42^{\circ}20'$ ingást észleltek. Sőt még a havi közepek is talán a Föld kerekességén a legnagyobbak (júliusban $24^{\circ}20'$). A plató hatása mutatkozik München júliusi napi ingadozásában (10^0), de még inkább Madrid júliusi napjainak ingásában, amely $14^{\circ}50'$.

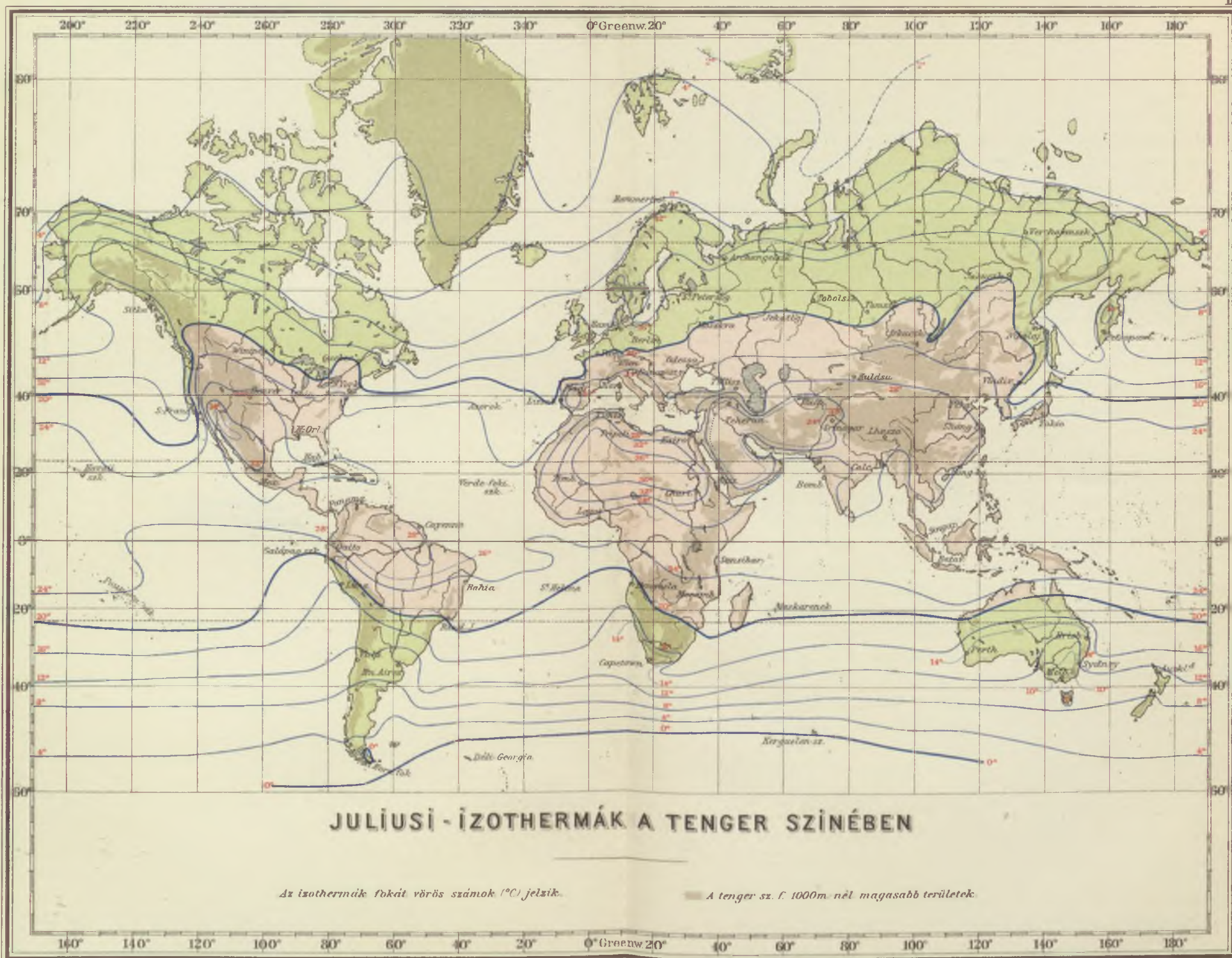
**) ANGOT Parisra, AIRY Greenwichre, AUGUSTIN Prágára, GOODMAN Pavlovszka, KOSTLIVY Wienre, RIKACEV Oroszország több helyére, WELENMANN Bernre számított ki ezeket. Wienben Aprilis teljesen derült napjainak amplitudója $11^{\circ}90'$, míg a teljesen borult napoké $2^{\circ}780'$.

***) Lehet azonban ez csak statisztikai hiba is. A teljesen borult, vagy a teljesen derült napok szingulárisan szoktak előfordulni s az éjjeli lehülés hajnalban az előző épen ellenkező felhőzetű nap befolyását még tartalmazhatja. Csakis olyan napokat szabadna figyelembe venni, amelyeket legalább némileg hasonló felhőzetű nap előzött meg.

MTA KÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT



MTAKÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT





B) Évi ingadozás.

A hőmérséklet évi ingadozása a legfontosabb klíma-elemek közé tartozik. Ez különbözteti meg a tengeri klímát legjellemzőbben a szárazfölditől. Az évi ingadozás az évi közepes hőmérséklettel együtt valóban elsőrangú irányítója a florának és faunának, hisz tudjuk, hogy KÖPPEN a flora és fauna szempontjából oly fontos hőmérsékleti zónáinak beosztásához nem elégedhetett meg az évi közepes hőmérséklettel, hanem a hőmérséklet járását is figyelembe kellett vennie.

Azokon a vidékeken, ahol a Nap sugárzásának mennyisége napról-napra nem sokat változik, mert a Nap állandóan a zenith közelében — attól délre vagy éjszakra — delel, tehát az ekvátor vidékein a sugárzással együtt a közepes hőmérséklet sem sokat változhatik az év folyamán. Viszont fenn a magas földrajzi szélességek alatt a nyár hosszú nappalai s a tél néhány órányi nappalai igen különböző sugárzást engednek meg s ezzel az évszakok közepes hőmérsékletei nagyon eltérnek egymástól.

A második fontos ok, amely az évi hőmérsékletjárást megváltoztatja, az oceánok viselkedése a nyert hőmennyiséggel szemben. Tudjuk, hogy az oceán vize lassan melegszik fel, de lassan is hűl ki s így a felette levő levegő temperaturáját sokkal mérsékeltebben változtatja, mint a szárazföld gyorsan felmelegedő és gyorsan kihűlő felszíne. Az oceánok felett tehát a hőmérsékletnek csekély ingadozásai lesznek, míg a szárazföldön annál több, minél messzebb vagyunk a tengertől.

A földrajzi szélesség szerint az évi járásban még egy fontos vonást fogunk felismerni. Az év legmelegebb hónapja az éjszakai féltekén a július, a délin a januárus. Az egyenlítő mentén tehát átmenő zónának kell lenni, sőt a térítők között két maximumra is van lehetőség, t. i. az egyenlítőn kétszer van egy évben a Nap a zenithen: a két napéjegyenlőség idején. Minél inkább közeledünk a térítőkhöz, annál jobban közeledik egymáshoz ez a két kulmináció, annál elmosódottabbnak kell lennie a két maximumnak, míg végre a ráktérítőn júniusban, a baktérítőn decemberben egyesül a két maximális inszoláció.

Amint azonban a levegő hőmérsékének maximuma naponként elkésik a sugárzás maximumához képest, ugyanazon okból az évi ingadozás szélső értékei is megkésnek. Nálunk legmaga-

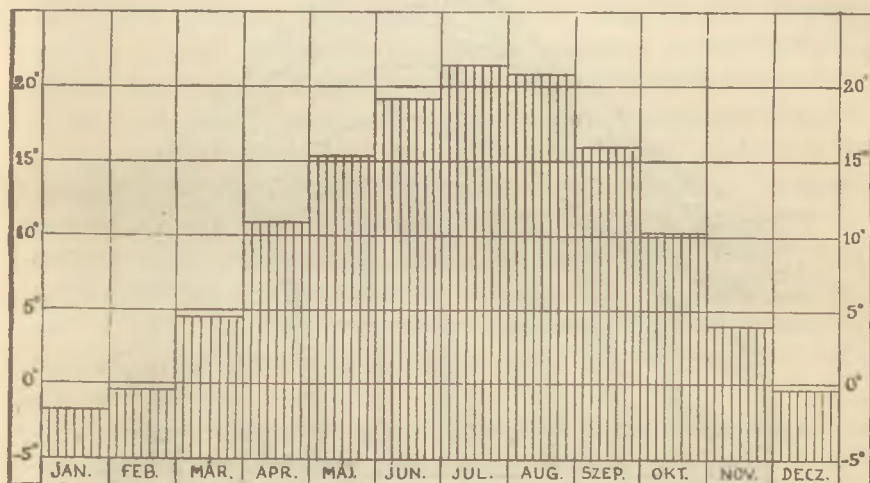
sabban ugyan júniusban áll a Nap, de azért a legmelegebb hónap a július. A legalacsonyabb Nap-állás decemberben van, de leghidegebb az utána következő januárius.

A hőmérséklet évi járása tehát fontos jellemvonása a klímának s a közepes hőmérséklettel együtt talán a legfontosabb a növény- és állatvilágra nézve. Csak az évi eső mennyisége ilyen fontos még s ez a három tényező valóban körülbelül magában is foglalja a növény- és állatvilág különböző fajainak életfeltételeit, amennyiben azok a klímától függenek.

A hőmérséklet évi járását valamely helyen fel lehet tüntetni grafikonnal is, azaz olyan vonallal, amelynek abszcisszái az idő, ordinátái a hőmérséklet méretei. Fel lehet tüntetni az ilyen diagrammban a havi közepeket, a napi közepeket, vagy, ami szokásos, a pentádok közepeit (öt-öt egymásután következő nap közepes hőmérsékletét). Beosztunk tehát valamely vonalat annyi részre, ahány hónap vagy ahány nap, vagy ahány pentád van egy esztendőben s ezek mindegyikének közepére felrajzolunk olyan nagy magasságu vonalat, amelynek hossza arányos az illető időszak közepes hőmérsékletével. Lépcsős ábrát kapunk tehát, miután az ábra azzal a feltevéssel készült, hogy az illető időszak alatt a hőmérséklet állandóan egyenlő az illető időszak közepes hőmérsékletével. Pentádok és napok használatakor azonban ez a lépcsőzetesség olyan finom, hogy helyette folytonos görbe vonallal is összeköthetjük a hőmérsékletvonalak végső pontjait. Nem helyes azonban ilyenféle eljárást használnunk akkor, ha havi közepeket ábrázoltunk. Még helyetlenebb az ilyen ábrában a vonalak végpontjait egyszerűen egyenesekkel összekötnünk.

A 20. ábrán Budapest havi közepes hőmérsékleteinek vonalát látjuk, lépcsős ábrában. Ennek az ábrának megvan az a fontos előnye, hogy területe ugyanakkora, mint annak a görbe vonalú idomnak, amelyet a hőmérséklet folytonos jegyzésével kapnánk (természetesen egyenlő mértékben rajzolva). Ha azonban a hónapokat jelző távolságok felező pontjaiban felállított függélyesek felső végpontjait egyenes vonalakkal egymással összekötjük, akkor olyan poligon-vonalat kapunk, amelynek területe többé nem egyenlő az előbbi idom területével. Ebből a poligonos ábrából tehát semmiféle következtetéseket sem vonhatunk.

A havi közepekkel szerkesztett ábra nagyon sok tűneményt eltakar, ami különben érdekes volna. Ezért tanulságosabbak azok az ábrák, amelyek részletesebben tüntetik fel a hőmérsékleteket. Így a 21. ábrán Magyarország néhány meteorológiai állomásának évi hőmérsékjárását látjuk pentádonként, a hőmérsékleteket jelentő vonalak végpontjait folytonos görbe vonallal összekötve.*) A vonalak járása a következő tűneményeket mutatja: 1. A vonalak gyengéden hullámosak s ezek a hullámok legnagyobb részét nem egyedül álló tűnemények, hanem többé-kevésbé valamennyi vonalon feltalálhatók. Amelyek csakis egyes állomások vonalain vannak meg, azoknak kétségtelenül

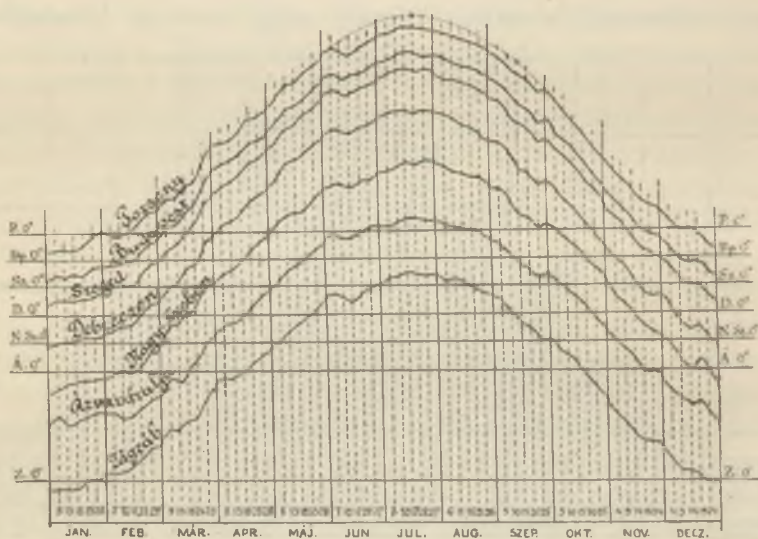


20. ábra. Budapest havi közepes hőmérsékleteinek grafikonja.

lokális körülményekben rejlik az oka, de amelyek mindegyiken előfordulnak, azok nagyobb jelentőségű, a legnagyobb valószínűség szerint egész hazánkra kiterjedő tűnemények. 2. A görbék különböző mélységben kezdődnek a 0 alatt és különböző helyen metszik a 0° tengelyvonalat. Ez a tűnemény, miután a görbék amplitúdója majdnem ugyanaz, az évi közepes hőmérsékletre enged következtetni. 3. A görbék januáriusban csak csekély emelkedést mutatnak, februáriusban és márczius elején

*) Ezek az ábrák RÓNA ZSIOMOND: A hőmérsékletek évi menete Magyarországon; (Met. Int. Hiv. Kiadv. III. k. 1900.) című jeles művéből valók.

folytonos hullámváz között valamivel meredekebben emelkednek, de a legrohamosabb emelkedés márczius végére esik, aminek oka kétségtelenül a hóolvadás bevégződésében keresendő. Addig ugyanis, amíg a hó el nem olvadt, addig a Naptól nyert meleg nagyrésze a hó olvasztására fordul s a levegő felmelegítésében nem vesz részt. Amint azonban a hó teljesen elolvadt, akkor az összes nyert meleg a levegő felmelegítésére fordul, a folytonos, szakadatlan s egész éven át tartó elpárologtatáson kívül. 4. A görbék igen szépen és egyenletesen emelkednek ezentúl egészen június elsejéig, amikor hirtelen visszaesés tapasztalható.



21. ábra. A hőmérséklet közepes évi járása Magyarország néhány állomásán.

Valamennyi görbe egyszerre süllyed itt alá s tulajdonképen egészen szeptember végéig nem foglalja vissza eredeti nivóját. Emelkedik ugyan, mert hisz csak július végén éri el mindegyik az ő maximumát, de könnyen látható a görbe vonalakon, hogy ez az emelkedés sokkal tetemesebb volna s a maximum magasabb volna enélkül a süllyedés nélkül. A görbe vonalnak enélkül a süllyedés nélkül való, valószínű járását a görbék egyike fölé huzott pontozott vonal mutatja. Azt mutatja ez a tünemény, hogy a mi nyarunk körülbelül egy fokkal átlag hidegebb, mint az év többi része. Ennek az érdekes tüneménynek következő magyarázatot adhatunk. Az Indiai oceánon a délnyugati monzun,

amint majd látni fogjuk, nagy hirtelenséggel szokott kitörni május utolsó napjain, vagy június elején. Ennek a monzunnak oka Belső-Azsia magas és pusztai térségeinek rendkívül erős felmelegedése, amely hatását az egész ázsiai környezeten érezteti. Valami nyomának kell tehát lennie Európában is, amely geografiailag csak függeléke Ázsiának. Hatása valószínűleg abban fog mutatkozni, hogy az Európa felett átlag uralkodó nyugati légáramlásokat megerősíti. A csapadékok eloszlásának tárgyalásakor tanulni fogjuk, hogy az esőzés legnagyobb mennyisége egész Közép- és Kelet-Európában a nyári hónapokra, júniusra és júliusra esik, mert akkor van a nyugati szelek legerősebb uralma; ezek pedig csapadékkal vannak terhelve. Az indiai monzun kitörésekor hirtelen megerősödik Európa felett a nyugati légáramlás és bőséges esőzéssel öntözi Európát. (Medárdus napja!) Amint ez az erős csapadékkiválás alászállítja a hőmérsékletet a monzun-járta területeken, azonképen alászáll a hőmérséklet hazánkban is, sőt a dús esőzés miatt nem is emelkedik olyan magasra, mint különben emelkednék. Az ázsiai monzun szeptember végén szűnik meg, ekkor következnek bennünk is a szélesendes, derült szeptembervégi napok s a hőmérséklet ismét rendes nivójára emelkedik.*) 5. Sokkal nehezebben értelmezhető a november—december havi két szabályos hullám, amelyekkel a hőmérséklet januárius elejére legmélyebb állására süllyed.

Hasonló vonalakat más állomásokra is szerkesztettek. A 4. pontban elmondott nyári lehülés pl. Wien és Breslau 100 évből szerkesztett vonalán határozottan feltűnik, de Párisén nem látszik meg, de hisz Páris vidékén nincs is az esőzés nyári periodusa kifejlődve.

Amint látjuk, a magyarországi vonalak legmagasabb és legalacsonyabb járása között majdnem mindenütt ugyanaz a különbség. Más helyeken azonban ettől eltérő amplitudót fogunk kapni. Az amplitudót, vagyis a hőmérséklet járásának tágasságát kétféleképen is számíthatjuk. Kiszámíthatjuk a napok sok évből számított közepes hőmérsékletei között feltűnő legnagyobb különbséget, amely azonban igen bizonytalan és változatos eredményeket ad. Ha pedig a hónapok közepes hőmérsékleteit

*) Részletesebben: CHOLNOKY J.: A Medárdus-napi időváltozásról; Math. és Phys. lapok XI. évf. 1902. p. 157.

számítjuk ki s azok közül a leghidegebb és legmelegebb hónapok különbségét keressük meg, akkor igen jellemző adatra jutunk, amelyet a hőmérséklet *periodusus* ingásának nevezhetünk. Erről lehet térképet is készíteni (22. ábra), amelyen tehát vonalakkal köttük össze azokat a helyeket, amelyeknek legmelegebb és leghidegebb hónapja között egyenlő a különbség. A térkép a következőket mutatja:

Az egyenletes, kevés ingadozású hőmérsékletek az egyenlítő és a mérsékeltébb éghajlatú tengerek felett terjednek el. Leg-egyenletesebb a hőmérséklet az ekvatoriális tengerek fölött. Innen az ingadozás a polusok felé úgy, mint a szárazföldek felé folyton nő, még pedig a nyugati partokon valamivel lassabban, a kontinensek keleti partjain pedig gyorsan. A legnagyobb ingások az északi félteke nagy kontinenseinek belsejében, a legnagyobb pedig Verchojanszkban található, ahol a legmelegebb és leghidegebb hónapok hőmérséklete között $66-67^{\circ}$ különbség van. A déli féltekén általában nagyon csekély az ingadozás, de mindegyik délre nyúló kontinensen kis góczpontot látunk kifejlődve, ahol az ingadozás nagy: Dél-Amerikában a Gran-Chaco síkságain, Afrikában a Kalahari sivatagon s Ausztráliában, annak sivatagos belsejében. A kontinensek nyugati partjainak előnyös klímája itt is kitűnik.

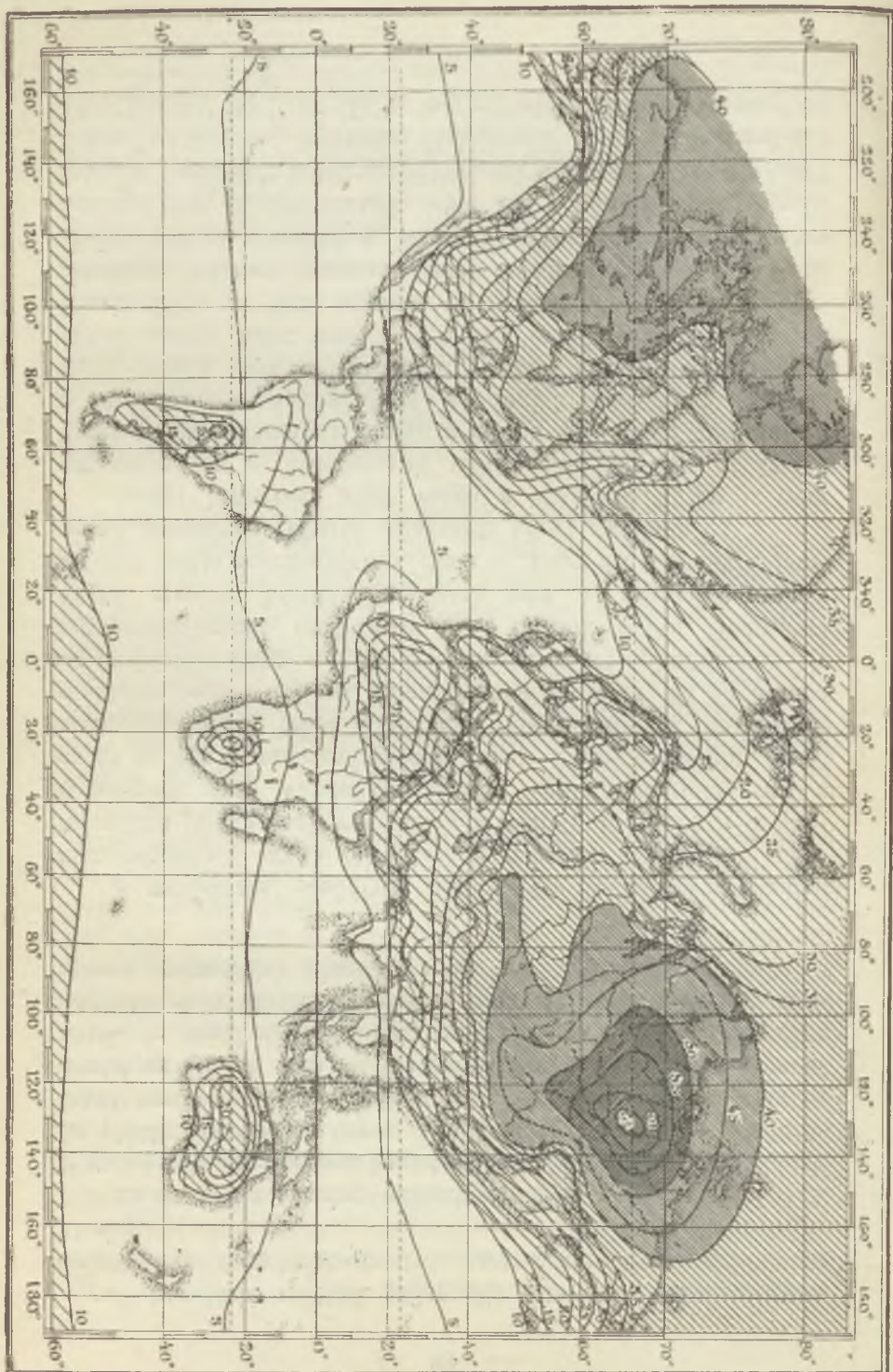
Röviden összefoglalva a következő klimavidékeket különböztethetjük meg a hőmérséklet ingadozására nézve.

1. Az ekvatoriális klíma, amelyen a hőmérséklet napi ingadozása nagyobb, mint az évi, s amelyen az évi ingadozást leginkább az esős és a száraz évszakok közötti, néhány foknyi hőmérsékletkülömbőség adja meg.

2. Az oceáni klíma szintén csekély évi ingadozással jár, de ez a földrajzi szélességgel növekedik s a mérsékelt égöv alatt már nagyobb mint a napi ingadozás. A poláris tengerek, amelyek télen befagynak, némileg úgy viselkednek, mint szárazföldek.

3. A kontinensek tengerparti vidékei aránylag mérsékelt ingadozással. Ez az öv tetemesen szélesebb a nyugati partokon, mint a keletiekén.

4. A kontinensek belső részein az évi és napi ingadozás a legszélsőbb határok között mozog. A legnagyobb évi ingadozás Szibiriából ismeretes.



202. ábra. A hőmérséklet évi ingadozásának földrajzi eloszlása.

5. A poláris vidékek jellemzője a tetemes évi és nagyon csekély napi ingadozás, amely a sarkok közelében mérhetetlen kicsiny.

Az orografia szerint különbözőképen viselkednek: *a)* A hegycúcsok, amelyeknek ingadozása csekély; *b)* a magasföldek és platók, amelyeken épen ellenkezőleg: igen erős ingadozásokat érezhetünk; *c)* az elzárt völgyek, amelyekben az ingadozást az éjjelek és a tél alacsony hőmérséklete nagyon megnöveli és végül *d)* az alföldek, amelyeken az ingadozás mértékét nagyobb okok (földr. szélesség, tengertől való távolság, környezet orográfiája) állapítják meg.

*

A rendszeres, szabályos napi és évi ingadozáson kívül a hőmérsékletnek egyéb változásai is vannak, amelyeket a hőmérséklet-járás szeszélyességének nevezhetünk. Ennek a szeszélyességnek vagy változékonyságnak sokféle mértéke van s ez az az ága a meteorológiának, ahol a végtelenségig menő számítás módokat lehet alkalmazni. Hogy ezeknek mennyi és mekkora becse van, azt azonnal megítélhetjük, ha ugyanarra az észleletsorozatra a különféle módszereket alkalmazzuk. A legkörülmönfontabb módszerrel sem fogunk olyan eredményt kapni, amelyet későbbi észleletek meg ne változtatnának s elvégre czélja mindegyiknek csak az, hogy a hőmérséklet járásának szeszélyes voltáról valamiféle képet nyújtson.

Annyi bizonyos, hogy maga a számtani közép is csak egyszerűsítése a tünemények váltakozásának. Ha az évnék kiválasztjuk valamelyik napját s annak sok évből kiszámítjuk a napi közepes hőmérsékletét: azt fogjuk tapasztalni, hogy az illető napon csak a legritkább esetben van közepesen épen olyan meleg, mint amekkora a sok évből számított közepes hőmérséklete az illető napnak. Sőt valószínűség szerint ez egyáltalában teljesen pontosan nem is következhetik be. Ilyen ideális valami a pentádok, hónapok, évszakok és évek közepes hőmérséklete is. Felvetették tehát azt a kérdést, hogy egyáltalában jogosult-e a hőmérsékleteknek számtani közepét venni? CORNU*) különösen behatóan foglalkozott ezzel a kérdéssel s a következőleg felel rá: Ha az egyes észlelések olyan viszonyban

*) Annales de l'Observ. de Paris 1876.

vannak azoknak számtani közepéhez, amilyen viszonyban vannak a csak esetleges hibákkal telt mérések azoknak legvalószínűbbértékéhez, akkor a számtani közép alkalmazása jogosult. *) Más szóval: ha az egyes hőmérsék-észleléseknek a számtani középtől való eltérései épen úgy viselkednek, mint az esetleges hibák a valószínű értékhez képest, akkor a hőmérsékletek számtani közepét joggal alkalmazhatjuk. Azt a kritériumot tehát, amit arra használunk, hogy a mérés hibáiról megállapítsuk, hogy azok csakugyan minden állandó hibától mentes, esetleges hibák, azt alkalmazni óhajtja a hőmérsékleteknek a számtani középtől való eltéréseire is. Helyesebb lett volna azonban azt mondania, hogy ha a hőmérsékleteknek a számtani középtől való eltérései olyanok, mint az esetleges hibák, akkor a számtani közép épen olyan természetű, mint a legvalószínűbb érték a mérés eredményei között. A számtani közép jogosultságát ez azonban közlről sem bizonyítja, sőt valószínűleg oda vezet, hogy bizonyos helyeken a hőmérsékletek számtani közepe jogosult, más helyeken meg nem. Ha valamely helyen igen sokféle ok szokott közbejönni, amely az illető hely hőmérsékletét a közepestől eltéríti, akkor az illető helyen az eltérések valóban úgy fognak viselkedni, mint az esetleges hibák. Ha azonban az illető helyen csak egy-két olyan ok szokott fellépni, amely az illető helyen a közepestől eltérő hőmérsékletet okoz, akkor az eltérések inkább az állandó hiba jellegét fogják magukon viselni s CORNU kritériuma szerint a számtani közép nem lesz jogosult.

Semmi esetre sem szabad ennyire mennünk. A számtani közepet egyáltalában nem tekinthetjük másnak, mint eszköznek, amelylyel a számadatok rengeteg tömegét egyszerűsítjük és áttekinthetővé tesszük, egyébként pedig teljesen ideális valami.

*) Bármilyen gondosan és akárhányszor mérjünk meg valamit, mindig különböző eredményeket kapunk. A valódi méret maga hozzáférhetetlen, azt csak a mérések eredményeiből valószínűleg tudjuk megmondani. A mérések ugyanis mindig hibásak. De a hibák között vannak 1. durva hibák, amelyekről egyszer s mindenkorra eltekintünk, 2. állandó hibák, amelyek a mérés eredményét a valósnál állandóan nagyobbra, vagy kisebbre mondják. Ezekről a mérést feltétlenül meg kell szabadítanunk. 3. Esetleges hibák, amelyeket semmi módon sem kerülhetünk el. Hogy a mérések hibái csakugyan esetlegesek-e s minden állandó hibától mentesek, annak megítélésére van módszerünk, amelyet azonban szintén csak valószínűnek és nem teljes biztoságnak szabad mondanunk.

A középérték tehát csak arra való, hogy képet nyújtson az illető vidék hőmérsékletéről. Hogy mennyire hű aztán ez a kép, azt épen az időjárás szeszélyességének ismerete mutatja ki. A szeszélyességet azonban, a mint már említettük, igen sokféle módon lehet megmutatni. A különböző módok közül azonban csak kettő az, a mely egyszerű és ennélfogva használata czélszerű is. Ezek 1. a közepes változékonyság számítása, amelynek mértékét az egymás után következő napok hőmérsékleteinek különbségeiből vett számtani közép fejezi ki és 2. a közepes eltérés, amelyet úgy nyerünk meg, ha az egyes napok hőmérsékletének a középtől való eltéréseit kiszámítjuk s ezeknek a számtani közepét vesszük. De lehet pontádok, hónapok, sőt évek közepes eltéréséről is beszélnünk.

Amíg az előbbi adatokban, t. i. a változékonyságban az esetlegességeken kívül egy periodusos elem is rejlik, t. i. a hőmérséklet évi ingadozása, addig a másokban ez a periodusos elem hiányzik. Van azonban mind a kettőben egyéb periodusos elem is, ami különösen abból tűnik ki, hogy a hőmérséklet járásának szeszélyessége minden évszakban más és más.

A hőmérséklet változékonysága és közepes eltérése minden esetre fontos geográfiai jellemvonás, amely nagy befolyással van a növényi és állati életre, sőt egészségi szempontból különös figyelmet érdemel.

A változékonyság földrajzi eloszlására nézve a következő, némileg általános értékű szabályt állíthatunk fel: azokon a helyeken, amelyekben a hőmérséklet egyéb elemeinek eloszlásában góczpontokat találunk, ott a változékonyság csekélyebb, mint azokon a vidékeken, ahol az ellenkező értelmű góczpontok közötti átmeneti területek vannak. Így pl. a hol az évi ingadozás nagyobb, mint a környéken, vagy ahol kisebb, mint a környéken, ott csekély a változékonyság. Kelet-Szibiriában, az oceánokon, a tropusokon tehát, ahol szélső értékű az évi ingadozás, ott a változékonyság csekély. Ahol pedig átmeneti területek vannak, ott nagy a változékonyság, még pedig annál nagyobb, minél határozatlanabb jellegű az évi ingadozás tekintetében az illető hely. Ennek oka a következő: Olyan helyek, amelyek ilyen góczpontok, azok rendesen a szelek járásának kormányzói s így a klímák irányítói. Azok a helyek pedig,

amelyeken egyik góczból a másikba való átmenet van, azok majd az egyik, majd a másik gócz behatása alá kerülhetnek s így hőmérsékletük igen szeszélyes lehet.

A góczok erőssége azonban évszakok szerint változik s ezzel együtt az átmeneti vidékek változékonysága is. A mérsekelt égöv alatt általában télen nagyobb a változékonyság mint nyáron, de vannak ellenkező esetek is. (Igy pl. Kalocsa változékonysága télen 1.9° , nyáron 1.8° , míg Pannonhalmác télen 1.8° , nyáron pedig 2.1° .)

Helyi körülmények is befolyással vannak a változékonyságra. Ha valamely hely egyforma orografiai alakulatú vidék belsejében fekszik, akkor változékonysága kisebb, mintha két különböző orografiájú vidék érintkező határán van. Ennek a tünetménynek ugyanaz az oka, mint az előbbinek, t. i. az ilyen helyek majd az egyik, majd a másik orografiai alakulatú vidék klímájának befolyása alá kerül. De ezt csakis nagy általánosságban lehet mondani.

A változékonyság nem egyforma geografiai elterjedésű a közepes eltérésekkel. A közepes eltérés legkisebb a déli félteke nagy oczeáni vidékein s éjszak felé, de különösen a kontinensek felé erősen nő. Megkisebbedik azonban az évi ingadozás maximális helyei felé. Igy Oroszországban a közepes eltérés 2° , míg Szibiriában csak 1.97° . Oroszország ugy látszik általában a legszeszélyesebb hőmérséklet-járású helyek egyike, mert úgy az eltérés, mint a változékonyság (2.6°) itt igen nagy. Hasonlóképen igen szeszélyes Éjszak-Amerika hőmérséklete is, amennyiben ennek belsejében a változékonyság 3.5° , az eltérés pedig 1.7° .

Végül még a szeszélyesség mértékéül az extrémák nagyságát is fel szokták hozni. Ez azonban igen bizonytalan mérték s minden újabb esztendő reácázfolhat a már megállapított eredményekre.

A Föld kerektségén előforduló legnagyobb szélsőségek: $+50^{\circ}$ (Arábia, Mezopotámia, Szahara, éjszak-amerikai platók, Ausztrália) és -70° (Verchojanszkban, ahol 1885 januárius 15.-én -68° -ot mutatott a hőmérő).

II. RÉSZ.

A LEVEGŐ NYOMÁSA ÉS MOZGÁSA.

I. FEJEZET.

A légnyomás vertikális és horizontális elterjedése.

A levegő nyomása a gravitációnak a levegő tömegére történt hatása folytán támadt s épen úgy, mint a folyadékokban, minden irányban egyenletesen terjed el. Egyenletes elterjedéséről meggyőző bennünket az a tény, hogy daczára annak, hogy ez a nyomás minden négyszög czentiméter területre több mint egy kilogramm súlynak a nyomásával egyenlő (a tenger színében), mégis a légfinomabb vékony lemezek is teljes épségben maradnak mindaddig, amig azoknak egyik oldalán a nyomást meg nem változtatjuk. Ha pl. valami papirlapot a légszivattyu burájának felső nyílására erősítünk s a szivattyut elkezdjük működésbe hozni, a papirlapot azonnal beszakítja a külső levegő nyomása. Hasonló tüneményt észlelhetünk valamely szobában is, amelynek ablakán az üveget papirossal pótoltuk. Ha az ajtót hirtelen nyitjuk kifelé, akkor a szobában egy keveset megritkitottuk a levegőt, ami annak nyomását alászállítja, minek következtében a papirlap erősen behorpad, esetleg be is szakad a külső levegő nyomása alatt.

Minél feljebb emelkedünk a tenger színe fölé, annál kisebb annak a levegőnek a tömege, amely álláspotunk nivója vagy szintje felett elterül, annál kisebb tehát a nyomás. Tudjuk azonban, hogy ugyanolyan hőmérsékletű gázok sűrűsége a nyomással arányos, tehát miután feljebb emelkedve mind kisebb és kisebb nyomást találunk, egyszersmind a levegő is mind ritkább és ritkább lesz. Ha pl. feljebb emelkedés közben

mindig egyenlő sűrűségű gázréteget találnánk-, akkor a nyomás csökkenése felfelé egyszerűen arányos volna a magassággal mint ezt pl. megközelítőleg a folyadékokban találjuk, ahol tudjuk hogy a nyomás arányos a nyomásnak kitett felület felett elterülő folyadékréteg vastagságával. A levegő felfelé azonban folytonosan, de nem egyszerű törvény szerint ritkul, ennél fogva felemelkedés közben nem fogunk a magassággal arányosan csökkenő nyomásokat találni, hanem a magasság és a nyomás közötti összefüggés meglehetősen bonyolult.*)

A levegő nyomásának mérésére három, egymástól lényegesen különböző műszer szolgál, amelyeknek részletes ismertetése nem ide tartozik (l. Függelék), de a köztük levő fontos különbségek megismerése elvi szempontból nélkülözhetetlen.

1. A barometer a levegő nyomását annak a kénese oszlopnak a hosszával méri, amelynek nyomása ugyanaz, tehát vele egyensúlyt képes tartani. Természetes, hogy miután a kénese sűrűsége annak hőmérsékletétől függ, szükséges, hogy egyértelműség kedvéért mindig ugyanazon hőmérsékletű kénese-oszlop hosszával fejezzük ki a levegő nyomását. Az egyszerű mérés eredményét tehát szokás szerint redukálnunk kell arra a méretre, amelyet akkor kapnánk, ha a kénese hőmérséklete 0°C . volna. Egyéb kisebb javításokra is van szükség, a melyeket részletesen a Függelékben találunk meg.

Igen fontos azonban tudnunk, hogy a barométer hasonlít a mi karos mérlegeinkhez. Ha a karos mérleg egyik sorpenyőjébe valami megméréndő anyagot teszünk, a másikba pedig ezzel egyenlő *súlyú* vastömeget, pl. a mérésre szolgáló mérték-

*) A levegő tömegére ható gravitáczió kívül még néhány más, csekély jelentőségű ok is megnövelheti a levegő statikai nyomását, így pl. a levegő hirtelen való felmelegítése megnöveli annak feszítő erejét s így pillanatnyi nyomásnövekvés állhat elő, amely azonban rendkívül gyorsan eloszlik a környezetben. Hasonlóképen a párák gyors kicsapódása hirtelen eltüntetheti a vízgőz eddig jelen volt expanzióját s ezzel pillanatnyilag a nyomás megcsökkenhetik. Végül megnövelheti a levegő statikai nyomását a levegőben úszó szilárdtestek, vagy pl. a felhők víztömegének súlya folytán támadt nyomás. Ez azonban igen csekély. Ha az újabb méréseknek megfelelőleg felvesszük, hogy egy köbméter sűrű felhőben mintegy 5 gm. cseppfolyós víz van, s tegyük fel, hogy a felhő 1000 m. vastag, akkor is egy m^2 területre csak 5 kg. nyomás esik, ami a levegő nyomásának csak 1:2070 része, tehát a barometert csak 0.4 mm-el emelné. (HANN.)

Egészen tetemesen megváltozik a levegő nyomása, ha az nem statikai hanem dinamikai, t. i. a levegő mozgása következtében keletkezett. Erről az u. n. szélnyomásról még bővebben lesz szó.

súlyt, akkor a mérleg karja vízszintesen áll. Ha ekközben a földi gravitációt meg tudnók változtatni, azt tapasztalnók, hogy a mérleg az egyensúlyi helyzetből nem mozdul ki. Ha felvinnók ezt az így terhelt mérleget a Holdba, ott is megmaradna az egyensúly.

Valóban súlyt mérünk tehát az ilyen mérleggel, súlyt, amely arányos a tömeggel és a gravitációval. Egészen másként dolgozik azonban

2. az aneroid, amely a mi rugós mérlegeinkhez hasonlít. A nehézség a rugó rugalmasságára semmi hatással nincs, tehát ugyanazon kg.-tömeg kisebb gravitáció hatása alatt kevésbé, nagyobb gravitáció mellett jobban össze fogja nyomni a rugót. A barométer és az aneroid tehát nem fognak egyforma járást mutatni, ha azokkal pl. az egyenlítőtől a sarkok felé utazunk, mert utazásközben a gravitációnak különféle értékeit fogjuk találni. Az egyenlítőn az aneroid mintegy 2 mm-el alacsonyabb légnyomást fog mutatni, mint a barométer, ha Párisban épen egyformán járnak.

Miután az aneroid a megváltozott gravitáció folytán támadt nyomás-változást megérzi, tehát ebben a tekintetben az aneroidról leolvasott méret javításra nem szorul. Annál inkább javítandó a barométer leolvasása, amely a nehézség megváltozása folytán támadt légnyomás-változást nem mutatja ki.

Ha a levegőben a Hold és Nap vonzásának hatása következtében árapály-tünemény van, úgy ezt mégis a kéneső-barométer fogja megmutatni és nem az aneroid. A Hold vonzása következtében ugyanis a kénesőoszlopnak meg kell növekednie, hogy ugyanazon nyomással egyensúlyt tartson, már pedig a levegőréteg alján a nyomás ugyanaz marad épen a légkör dagálya miatt. Az aneroid természetesen, miután a nyomás nem változott meg, változást szintén nem fog mutatni. A tüneményt még eddig sem az egyik sem a másik műszeren sem sikerült konstatálni, de hosszú megfigyelési sorozatok statisztikai átdolgozása szerint a Hold összesen 0.018 mm. ingadozást hoz létre.

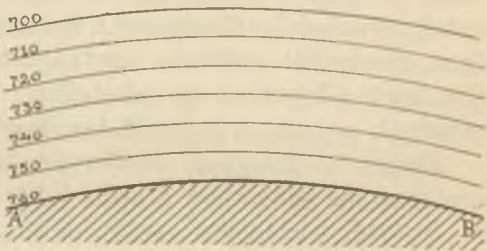
3. Meg lehet határozni a levegő nyomását oly módon is, hogy megmérjük a víz forráspontjának hőmérsékletét. A víz ugyanis akkor kezd el forrni, a mikor a vízben képződött gőz feszültsége egyenlő lesz a vízre ható légnyomással. Minél

kisebb tehát a légnyomás, annál alacsonyabb hőmérséklet mellett forr a víz. A műszer tehát, amelylyel itt a levegő nyomását közvetve meghatározzuk, nem más, mint a hőmérő. (l. Függelék.)

Akármelyik műszerrel mérjük is a levegő nyomását, azt fogjuk találni, hogy az ugyanazon a helyen sem marad állandó, hanem tetemes változásokat mutat. Ammellett meggyőződünk arról is, hogy ugyanazon abszolút magasságban levő két hely között a légnyomás különbsége nem állandó, hanem ez is igen tetemesen változik. Végre még azt is tapasztalni fogjuk, hogy a levegő nyomása vertikális irányban sem mindig egyformán csökkenik, de a csökkenés mértéke sem állandó.

Azok a térbeli helyek, amelyeken a levegő nyomása ugyanaz, olyan felületeken feküsznek, amelyek többé-kevésbé párhuzamosak a Föld felszínével; ezeket a felületeket, amelyek tehát az egyenlő légnyomásu helyeket kötik össze, izobar felületeknek nevezzük. Ha ezek az izobar felületek a Föld felszínét metszik, akkor a Föld felszínén vonalakat lehet kijelölni amelyek mentén a légnyomás ugyanaz. Ezeket a vonalakat izobar (egynyomású) vonalaknak nevezzük s ezeknek az időjárás ismeretében nagy jelentőségük van.

Teljes nyugalom idején, amikor a Föld felszínén (a tenger színében) egyenlő mindenütt a légnyomás, az izobar felületek a Föld felszínével kon-



23. ábra. Az izobar-felületek nyugalom idején.

cenzentrikus gömbfelületek, amelyek természetesen a földfelszín sehol sem metszik s így izobar-vonalakat nem rajzolhatunk. Legyen a 23. ábrán AB vonal a Föld felszíne s effelett az izobar-felületek vertikális metsze-

teit a vonalak jelentsék, és pedig a rajtuk észlelhető légnyomás kerek számu milliméterekben legyen kifejezhető. Felfelé majdnem egyenletes távolságban egymástól, mindig kisebb nyomásu felületeket találunk.

Megtörténhetik azonban, hogy az izobar-felületek nem párhuzamosak a Föld felszínével, hanem vagy erősebben vagy

gyengébben domborodnak, sőt esetleg valósággal behorpadhatnak. A 24. ábra feldomborodott izobar-felületek függélyes metszete. Esszerint pl. a 750 mm-es izobar-felület metszi a Föld felszínét a 750 mm-es izobar-vonal mentén. A földfelszínen T helyen fogjuk a legmagasabb légnyomást találni s ettől kifelé mind kisebb és kisebb légnyomást jelző izobar-vonalak futnak. Az ilyen T helyen tehát a környezetnél nagyobb légnyomás van, s nevezzük egyszerűség kedvéért az ilyen helyet nagy nyomásu helynek.

De megtörténhetik az ellenkező is, t. i. valamely hely felett az izobar felületek annyira behorpadhatnak, hogy ismét az előbbiekhez hasonló izobar-vonalak metszik a földfelszín, csak hogy most D helyen a legkisebb a légnyomás és innen kifelé mindig nagyobb és nagyobb légnyomást találunk. Az ilyen helyet nevezzük depressziónak. Ilyent ábrázol a 25. ábra.

Igen gyakori és egész a ballon-észlelések kifejlődéséig alig méltatott jelenség az, amikor az izobar felületek domborodást vagy homorodást mutatnak, de nem metszik a Föld felszínét s annak ellenére, hogy a levegő egyensulya az izobar felületek ilyenén módosulásával tetemes megzavarodást szenved, a Föld felszínén egyenletes nyomás-eloszlást találhatunk. Ilyen esetet mutat a 26. és 27. ábra.

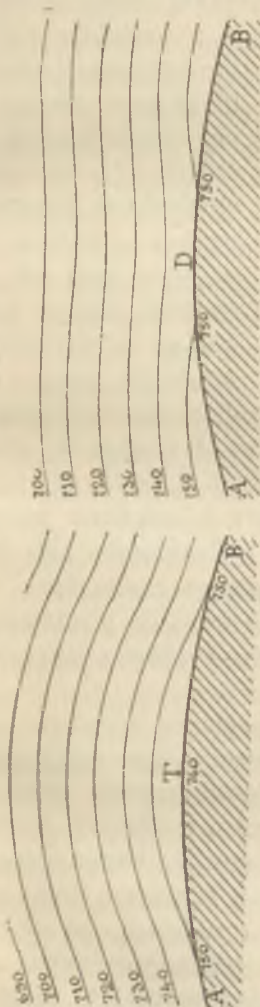
Amíg a két előbbi állapotban, a midőn t. i. az izobar-felületek a Föld felszínét metszik, még lehetséges az, hogy az izobar-felületek egymással párhuzamosan maradjanak, vagyis, hogy távolságuk mindenütt egyforma legyen, addig a 26. és 27. ábrán jeltüntetett állapotban az lehetetlen: az izobar-felületek nem maradnak egymástól egyenlő távolságra.

Ennek a dolognak rendkívüli fontossága van a levegő áramlásainak ismeretére s azért különös figyelmet érdemel.

Szabad közlekedés esetén a gázok a bennük felmerülő nyomáskülömbiséget azonnal kiegyenlíteni törekeshetnek. Onnan, ahol nagyobb nyomás folytán sűrűbb vagy nagyobb feszültségű lett a gáz, azonnal áramlás indul meg a kisebb nyomásu helyek felé.

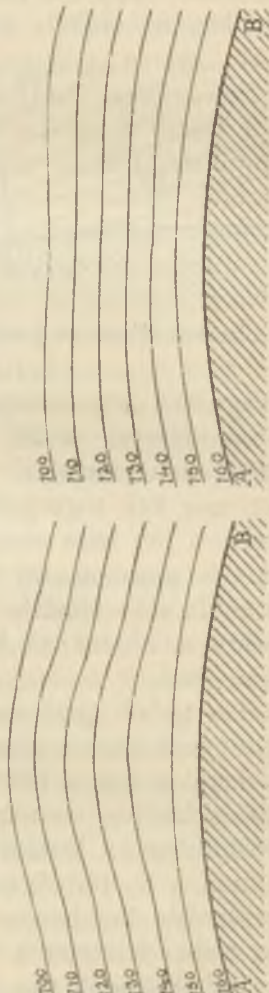
A kiegyenlítés után való törekvés annál erősebb, minél nagyobb a nyomások közötti különbség. A kiegyenlítődésként folytán támadt áramlás iránya olyan lesz, hogy a lehető leg-rövidebb uton, tehát a legkevesebb munkával történhessék

meg a kiegyenlítődés: más szóval az áramlás iránya merőleges lesz az izobar-felületekre, ha csak más erők közre nem működnek. Mint minden mozgásnak, úgy ennek az áramlásnak, vagy legalább az erre való törekvésnek is van indító oka: egy erő, amelynek mértéke a jelen esetben a *gradiens*.



24. ábra. Domború izobar-felületek nagy-nyomású hely felett.

25. ábra. Homorú izobar-felületek depresszió felett.



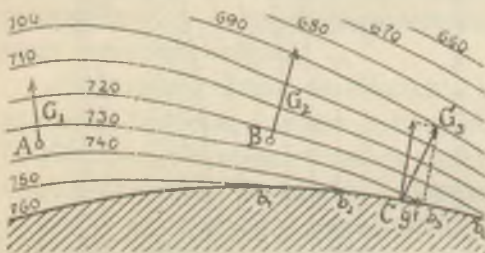
26. ábra. Domború izobar-felületek, a föld-felszíni légnyomás megzavarodása nélkül.

27. ábra. Homorú izobar-felületek, a föld-felszíni légnyomás megzavarodása nélkül.

A gradienst tulajdonképen nem is fejezzük ki mással, mint a távolságegységére jutó nyomáscsökkenéssel. Merőlegesen kell mérnünk a távolságokat az izobar-felületekre, a nyomáskülömbőségeket pedig a barométerállás millimétereiben kell kifejeznünk, hogy

a gradiens szokásos kifejezéséhez jussunk. Azonkívül a távolság egységül egy egyenlítői fok hosszát, kerek számban 111 km.-t szokás felvenni.

Minél messzebb vannak egymástól az izobarfelületek, természetesen annál kisebb a gradiens. Minél közelebb vannak egymáshoz, annál nagyobb. A gradiensekkel bátran helyettesíthetjük magukat az erőket, amelyek a nyomáskiegyenlítésre



28. ábra. Az izobar-felületek és gradiensek.

törekvő áramlásokat szülik s azért azokat épen úgy ábrázolhatjuk, mint erőket, t. i. vonalakkal, amelyeknek hossza arányos a gradiens, tehát az ezzel mért erő nagyságával, iránya merőleges az izobarfelületekre, értelmük pedig olyan,

hogy a magasabb légnyomású helyről az alacsonyabb hely felé mutatnak: Így pl. a 28. ábrán az A ponton G_1 gradiens hat, míg B ponton valamivel nagyobb, t. i. G_2 .

Már itt meg kell jegyeznünk, hogy a gradiens irányában csak kivételesen jön létre mozgás, t. i. figyelembe kell itt még egyéb erőket is vennünk, így különösen a nehézséget, amely mindig működik s az általában felfelé irányuló gradiensek legnagyobb részét t. i. azoknak különösen vertikális komponensét hatástalanná teszi.

Ezekkel a térbeli gradiensekkel szemben a meteorologusok megkülönböztetnek horizontális gradienseket, amelyeket az izobarvonalakra merőlegesen, a Föld felszínén szoktak számítani s amelyek tulajdonképpen nem mások, mint a térbeli gradiensek közül a Föld felszínén lévőknek horizontális komponensei. Így pl. a 28. ábrán a G_3 térbeli gradiens a C ponton hat, ugyanennek horizontális komponense a g_1 , amelyet, ha ilyen kis területen az izobar felületeket egészen párhuzamosaknak tekinthetjük, az izobarvonalak (b_1 , b_2 , b_3) távolságából szintén ki számíthattunk volna.

A légnyomás eloszlását tehát a térben megadhatjuk akár az izobarfelületekkel, akár pedig a gradiensekkel. Hasonlóképpen lehet a Föld felszínén a légnyomás eloszlását izobar-

vonalakkal, vagy az ezekből számított horizontális gradiensekkel megadnunk.

Az izobar-vonalak szerkesztése ismét két módon lehetséges. Tudjuk ugyanis, hogy az izobarvonalak nem mások, mint az izobar-felületek metszészonalai a térszinnel. Térszínül választhatjuk már most a valódi fizikai földfelszínt, vagy pedig a képzelt tengerszint. Az izobarfelületek az előbbi felszínt sokkal rendszertelenebbül metélik, mint a képzelt tenger színét s azért összehasonlításokra és következtetések nyerése végett sokkal helyesebb az utóbbit választani. Ilyen izobarvonalakat aképen szerkesztünk, hogy a barometer adatait a tenger színére redukáljuk. A légnyomás redukálása sokkal biztosabb, mint a hőmérsékleté, mert a légnyomás vertikális irányban sokkal szabályosabban csökken, mint a hőmérséklet. Ha ismerjük tehát valamely helyen a levegő nyomásának nagyságát, azután ismerjük az illető hely tengerszínfeletti magasságát, a redukció igen könnyen megy, mert csak a barometeres magasságmérés képzetét (l. függelék) fordítva kell alkalmaznunk, hogy kiszámítsuk, mekkora az illető helyen a tenger színében képzelt légnyomás.

Ilyen módon szerkesztett izobarokkal szokás az izobartérképeket rajzolni, amelyek a légnyomás évi közepes, vagy évszakos, hónapi vagy pedig egy-egy idő pontra vonatkozó elterjedését tüntetik fel.

A 29. ábra az izobarok évi közepes helyzetét s így a légnyomás évi közepes eloszlását mutatja. Miután a tél és nyár légnyomáseloszlása között tetemes és fontos különbség van, ennek a térképnek csak igen általános jelentősége lehet s csak azt az egy fontos törvényt állítja elénk, hogy a legmagasabb légnyomások helye két párhuzamos zónában húzódik körül a Földön, az északi féltekén körülbelül a 30° — 45° földrajzi szélességek között, a déli féltekén pedig jóval szabályosabban körülbelül a 30° földrajzi szélesség alatt. Az egyenlítő vidékén igen alacsony légnyomású esik húzódik körül, a pólusok körül pedig alacsony légnyomású foltot találunk, különösen a déli sarkvidéken, ahol eddigi ismereteink szerint a legalacsonyabb a légnyomás.

Ennek a térképnek az alapján kiszámíthatjuk a párhuzamos körök közepes légnyomásait s a következő táblázathoz jutunk : *)

*) FERREL : Meteor. Researches. for the use of the coast pilot. Part. I. Washington 1877. Az adatok a nehézség javítását is tartalmazzák.

Éjszaki félteke				Déli félteke			
Szélesség	Nyomás			Szélesség	Nyomás		
	mm. a Föld felszínén	2000 m. magasan	4000 m. magasan		mm. a Föld felszínén	2000 m. magasan	4000 m. magasan
0°	758·0	601·1	471·0	0°	758·0	601·1	471·0
5°	758·0	—	—	5°	758·3	—	—
10°	757·9	600·9	470·7	10°	759·1	601·6	471·1
15°	758·3	—	—	15°	760·2	—	—
20°	759·2	600·9	469·9	20°	761·7	602·7	471·1
25°	760·4	—	—	25°	763·2	—	—
30°	761·7	600·9	468·3	30°	763·5	602·2	469·3
35°	762·4	—	—	35°	762·4	—	—
40°	762·0	598·0	463·6	40°	760·5	597·1	463·1
45°	761·5	—	—	45°	757·3	—	—
50°	760·7	593·0	457·0	50°	753·2	588·0	433·7
55°	759·7	—	—	55°	748·2	—	—
60°	758·7	587·6	451·9	60°	743·4	577·0	443·9
65°	758·2	—	—	65°	739·7	—	—
70°	758·6	583·6	446·6	70°	738·0	569·9	437·2
75°	760·0	—	—	—	—	—	—
80°	760·5	582·0	445·2	—	—	—	—

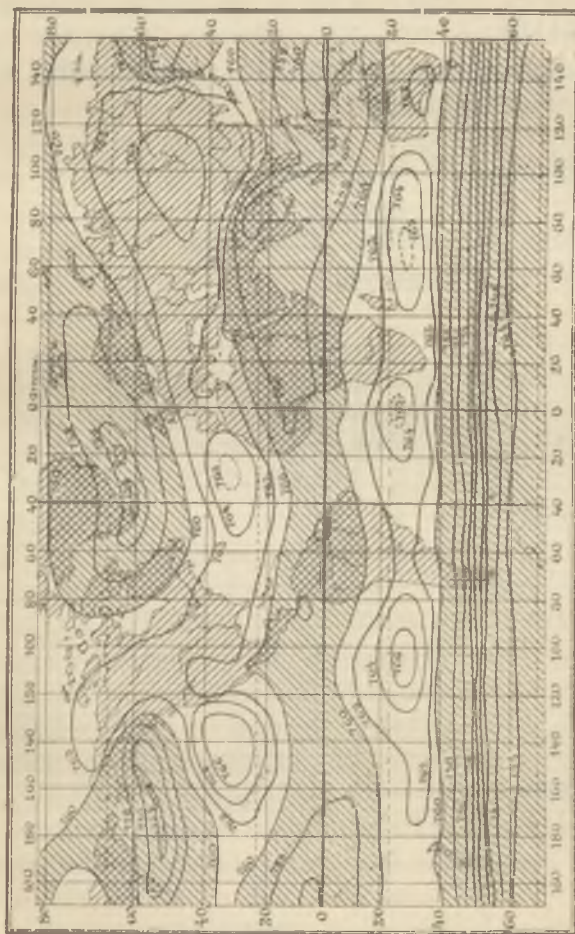
A déli sarkvidékről még csak nagyon szórványos adataink vannak, de ami van, az bámulatosan alacsony légnyomásra vall. Így SIR JAMES ROSS adatai 1839—43-ból a nyári hónapokra a következők:

Déli szélesség	56°	60°	66°	74°
Nyomás	746·4	740·4	739·8	736·4

Tehát a 60° szélességen több, mint 18 mm.-rel alacsonyabb a déli féltekén a légnyomás, mint az éjszakin. Ennek a különös jelenségnek a magyarázatára számtalan elméletet állítottak fel, de kellőleg megmagyarázva még nincsen.

Táblázatunk 3. és 4., illetőleg 7. és 8. oszlopa a 2000 és 4000 m. magasságokban levő légnyomásokat tünteti fel, ahogy azt az illető szélességi körök közepes hőmérsékletei és a baro-

méteres formula alapján FERREL kiszámította. Kétségkívül csak elméleti értéke van ezeknek a számításoknak, de legalább tájékozást nyújtanak az iránt, hogy a nagyobb magasságokban valószínűleg egyenletesebben, szabályosabban helyezkednek el a légnyomások akképen, hogy az egyenlítőtől a pólusok felé



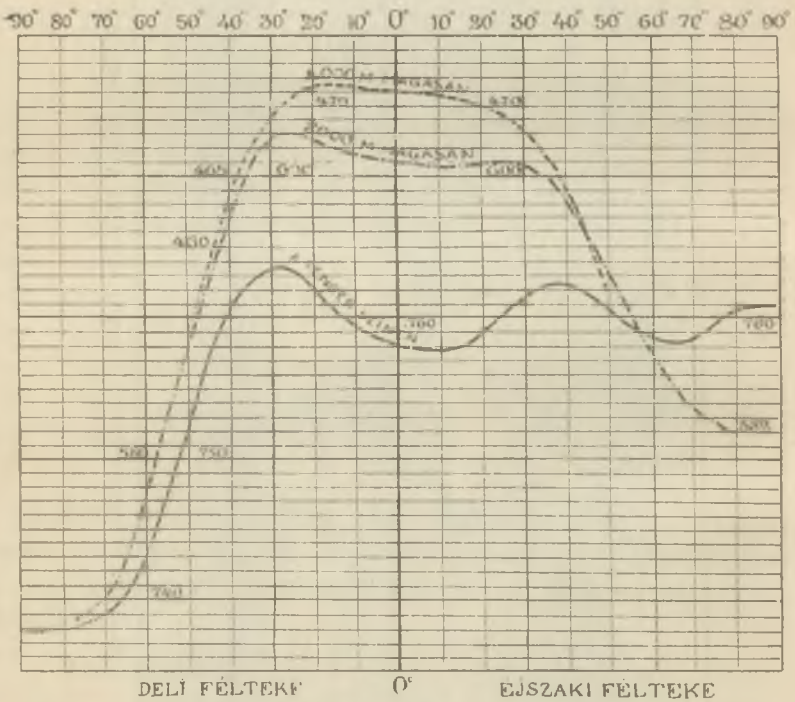
29. ábra. A légnyomás évi közepes eloszlása a Föld felszínén.

szabályosabban csökkennek. Ezt a dolgot leghelyesebben a 30. ábra szerint diagrammokban tüntethetjük fel, ahol az ábra ordinátái a légnyomásokkal arányosak.

A magasságokban való légnyomások számítására FERREL még a GLAISHER—COXWELL-féle hőmérsékletesökkenést használta,

amelyről tudjuk, hogy ma már nem állja meg a helyét. 4000 m. magasságban azonban még nincs olyan nagy különbség GLAISHER adatai és az újabb ballonészlelések eredményei között, hogy emiatt az eredményeket teljesen el kellene ejtenünk.

Különösen láthatjuk az ábráról, hogy néhány kilométer magasságban az éjszaki póluson észlelhető magasabb légnyomás, továbbá a 30° — 40° szélesség túlnyomásos zónája egészen eltűnik s helyett a légnyomás az egyenlítőtől a pólusok felé egyenletesen csökkenik.



30. ábra. A légnyomás közepes eloszlása a földrajzi szélességek szerint.

Ez az általános légnyomás-elhelyezkedés azonban sok változást szenved évszakonként. Különösen erős az ellentét a nyár és a tél légnyomásának elhelyezkedése között, amint azt II. és III. táblánkon is láthatjuk.

A térképek minden kétségen felül bizonyítják, hogy a légnyomás járása szigorú összefüggésben van a hőmérséklet járásával és pedig akképen, hogy mindig ott emelkedik magasra

a barométer, ahol a Föld felszínének lehülése nagy s ott sülyed alá erősen, ahol a Föld felszíne erősen felmelegedett. A barométer járása tehát összefügg a hőmérséklet évi ingadozásával s ahol ez nagy, ott a légnyomás is erősen váltakozik.

Igy januáriusban Ázsia tetemes lehülése folytán, itt tapasztalhatjuk a legnagyobb levegőnyomásokat az egész Föld hátán. Barnaulban (Szibíria Tomszk tartományában az Ob felső folyása mentén) 1900 januárius 23.-án reggel 7 órakor 789·2 mm. barométer-állást észleltek s minthogy Barnaul 170 m. magasságban van a tenger színe felett, ez az észlelet a tenger színére redukálva 808·7 mm. légnyomást ad. Irkuczkban 1896-ban 808·4 redukált nyomást találtak. Redukálás nélkül a legnagyobb légnyomást eddig szintén Közép-Ázsiában találták Lukesun állomáson, ahol eddig már két télen emelkedett a barométer 796·0 mm. magasságra.*) (Lukesun a tenger színe alatt —17 m. magasságban fekszik.)

Januáriusban tehát itt, Lukesun vidékén fogjuk a legnagyobb közepes légnyomású területet találni, amelylyel együtt most egész Ázsia bele tartozik az éjszaki félteke magas nyomású zónájába, amely az évi közepes értékeket feltüntető térképen látható képnél még sokkal pregnánsabban fejlődött ki s megszakítatlanul végig húzódik az egész Föld kerekiségén. Éjszak-Amerikában a legnagyobb januáriusi légnyomás helye délebbre esik (épen mint Ázsiában) a legnagyobb évi hőmérsékletingadozás helyétől s bele illeszkedik a magas nyomások szubtrópusos zónájába. Ha az izobar-vonalak helyett a januáriusi barométeres anomáliákat szerkesztenők meg, akként, hogy a parallel-körök évi közepes légnyomásától való januáriusi eltéréseket rajzolnánk meg, akkor tűnnék csak fel, hogy a kontinens lehülése miatt a légnyomás megnövekedésének maximális helye sokkal éjszakábbra fekszik, mint ahol III. táblánkon a legnagyobb légnyomás látszik,**) különösen ha összehasonlítjuk a déli félteke hasonló szélességeivel.

*) VOEIKOV: Wo ist der höchste Luftdruck der Erde etc.? Met. Zeitschr. 1900. B. XVII. p. 207.

**) Emiatt meddő a vita VOEIKOV és HANN között, amely érdekességénél fogva megérdemli a felemlítést. VOEIKOV az Izland vidéki rendkívül alacsony légnyomásnak tulajdonítja, hogy Amerika éjszaki részén a légnyomás aránylag olyan alacsony januáriusban, holott a lehülés ugyanekkor igen tetemes és hideg gőcz keletkezésére a vastagon befagyott tengerek és jégtakaróval fedett szigetek

A déli félgömb magas nyomású zónája most szétszakadozott. A három déli kontinens-nyulvány, amelyeken most nyári forráság uralkodik, szétszaggatja három részre ezt a szabályos zónát s a Csendes, Atlanti és Indiai oceánokon fejlődnek ki a legmagasabb nyomású helyek.

A déli sarkvidék roppant alacsony légnyomásán kívül igen alacsony most a légnyomás az éjszaki féltekén a januáriusi legmagasabb hőmérsékleti anomáliák helyén, t. i. az Atlanti és a Csendes oceán éjszaki részeiben. Amint majd a szelek járásának tanulmányozásakor látni fogjuk: az Izland vidéki igen alacsony légnyomás Európa klímájára mondhatatlan nagy fontosságú.

Igen érdekes annak a depressziónak a keletkezése, amely Ausztrália éjszaki partjain fejlődik ki. Ha figyelemmel nézzük a térképet, észre fogjuk venni, hogy ezen a helyen legszélesebb az egyenlítő vidéki alacsony légnyomású zóna, ami onnan származik, hogy az erősen felmelegedett, kemenczeszerű Ausztrália felett teljesen megszűnik a magas nyomású zóna, éjszakon pedig a Csendes oceán nyugati része felett aránylag csak gyengén fejlődött ki. Az egyenlítői alacsonynyomású övnek ez a szokatlan kiszélesedése olyan helyen, ahol az egyenlítő-vidéket nem borítja összefüggő szárazföld, okozza, hogy itt a légnyomás alább száll, mint a trópusokon egyebütt.

Mennyire megváltozott a kép júliusban! (IV. tábla). Ázsia magas földjeiről eltűnt a hideggel együtt a nagy levegő-nyomás és ehelyett 748 milliméterre száll alá a barométer Irán feltüzsedett fennföldjén. De egész Belső-Ázsia felett sem emelkedik a légnyomás 756 mm. fölé. Ezzel a hatalmas tűneménnyel aztán hosszú darabon szét is szakadt az éjszaki félteke magas

igen alkalmasak. Az izlandi alacsony légnyomás ugyanis oly közel van, hogy VORIKOV szerint lehetetlen a Baffinföld felett magas légnyomásnak kifejlődni. HANN ezt — egész helyesen — nem tartja elfogadhatónak, mert hisz ez a felelet nem megoldás, csak a kérdés másként való fogalmazása, t. i. hogy miért esik hát az izlandi depresszió oly közel Amerikához? HANN egészen más uton, t. i. a pólus körül valószínűleg jelenlevő alacsony légnyomás (pólaris ciklón) alapján akarja ezt értelmezni. Ez azonban csak ugyanazt mondja, amit a légnyomás anomáliáinak januáriusi térképe feltüntetne, t. i. hogy a pólus felé általában rohamosan csökken a légnyomás, de mégsem olyan csodálatosan, mint a déli sark felé, amint éppen az éjszaki pólus kontinentális jellege magyaráz meg. Hisz Éjszak-Amerikában a 60° földrajzi szélesség alatt éppen 20 mm-rel nagyobb a légnyomás, mint a déli félteke 60°-án! (L. Met. Zeitschr. 1898. B. XV. p. 67.)

nyomású zónája s Európa felett majdnem meridionális irányban futnak az izobarok, ami hazánk nyarára döntő befolyású, mert ennek köszönhetjük a nyáron uralkodó esapadékos nyugati szeleket.

A nagy nyomású zóna megszakadt Éjszak-Amerika magas fennföldjei felett is, ami előre várható volt. A zónából csak két töredék, t. i. a Csendes tenger és az Atlanti tenger délibb részeinek egész 768 mm.-re felemelkedő légnyomású foltjai maradtak meg.

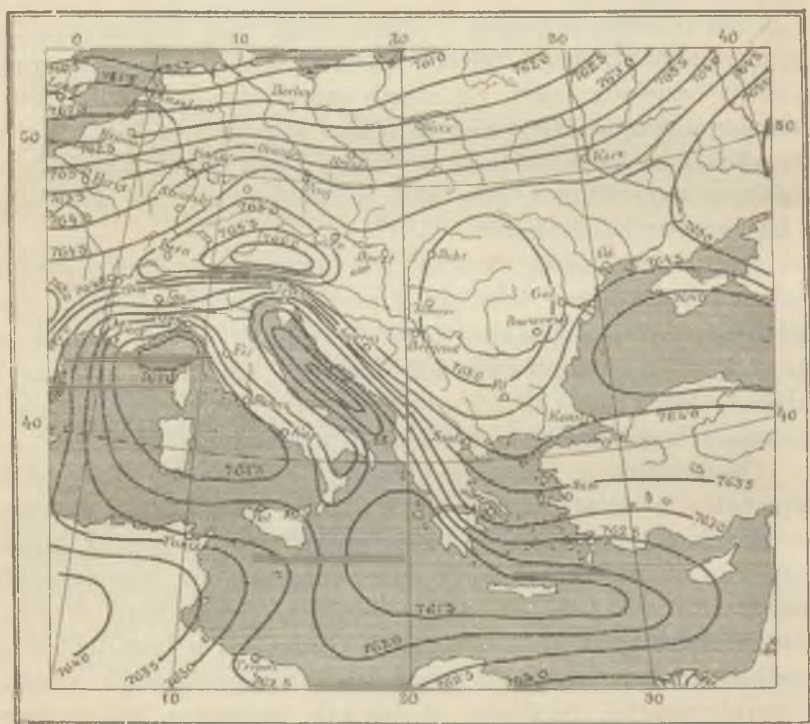
A déli féltekén a magas nyomású zóna most megszakítatlan, de azért a kontinensek felett valamivel alacsonyabban marad, mint az oczeánok felett. Ez onnan származik, hogy a déli kontinens-nyulványok felett még júliusban is pozitív a hőmérséklet anomáliája s amellet még az egész zóna jóval közelebb is került az egyenlítőhöz, oda, ahol a kontinensek már alig érzik a tél és nyár különbségét.

A két szélsőséges hőmérsékletű hónap légnyomás-elhelyezkedése tehát minden kétséget kizárólag mutatja, hogy a légnyomás és a hőmérséklet között összefüggés van. Ennek a ténynek még részletesebb körülmények között is igazolását találjuk. Így a 31. és 32. ábra hazánk környékének légnyomásait mutatja (HANN szerint) a két legjellemzőbb hónapban.

Decemberben az Adria felett hatalmasan kifejlődött depresszió uralkodik, amelytől a dalmát partok felé gyorsan emelkedik a légnyomás, de egész szokatlanul az osztrák Alpok felé, ahol az Alpok kelet felé nyíló völgyei felett legmagasabb értékét (766 mm.) éri el. Az izobaroknak ez a sűrű fekvése okozza olyan gyakran a Quarnero környékén a bora nevezetű rendkívül heves szelet. A legmagasabb légnyomások vonala Spanyolországból Svájczen át hazánk területére lép s ezen keresztül csatlakozik az ázsiai nagy nyomásokhoz. Ez a vonal, amint a klimatologusok mondják, Európa klima-tengelye, amelyben ettől éjszakra és nyugatra a vidékek az atlanti depresszió hatása alatt állnak, míg a tőle délre eső vidékek az igazi mediterrán klimát élvezik. Minthogy ez a vonal az időjárással természetesen sok változásnak van alávetve, azért hazánk klímája tél elején nagyon változatos. Majd egészen enyhe telünk van az Atlanti oczeán mérséklő klímájának hatása alatt, majd meg száraz hideg, amikor Magyarország klímája tekintetében

Ázsiához számítandó, mert hisz ekkor Magyarország és az Alpok felett van a belső-ázsiai magas légnyomás legnyugatibb nyulványa.

Egészen más a képe az izabarok elhelyezkedésének nyár elején, júniusban, amikor az Adria felett még mindig valamivel alacsonyabb ugyan a légnyomás, mint a dalmát partokon, de a különbség elenyésző. Ahelyett most nyugatról keletre gyorsan sülyedő légnyomást találunk. Franciaország közepén a 763



31. ábra. A légnyomás eloszlása Közép-Európában december hóban (HANN szerint).

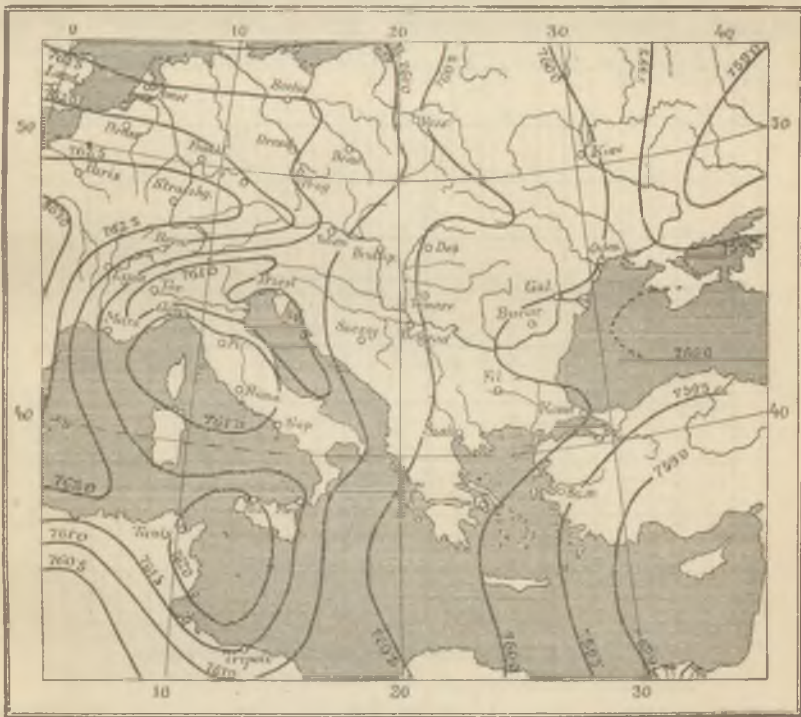
mm-es izobar húzódik, Odesszán pedig a 760-as megy keresztül. Az izobarok legsűrűbben az Alpok északi lejtőjén nyulnak el s hazánk felé hatalmas gradienst irányítanak.

Amíg tehát télen az izobarok Közép-Európa felett inkább latitudinális irányúak, addig nyáron inkább meridionálisak s az Atlanti oceán felől jövő légáramlatokat hoznak Európa fölé.

II. FEJEZET.

A légnyomás ingadozása.

A levegő nyomása egyazon helyen igen ritkán marad csak rövid ideig is ugyanaz, hanem folytonos ingadozásoknak van alávetve. Ingadozásai az időjárás szeszélyei szerint igen nagyok, de azért szabályos, periodusos ingái is vannak, amelyeket az előbbiektől nagyon burkolnak ugyan, de több évi észlelés, hosz-



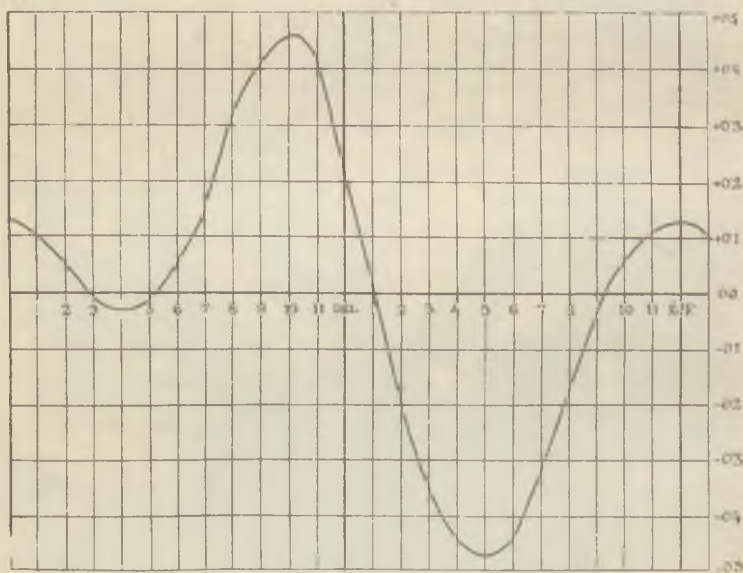
32. ábra. A légnyomás eloszlása Közép-Európában június hóban
(HANN szerint).

szabbb tapasztalat kétségtelenül felfedezi 6ket. Így a légnyomásnak van állandó napi és évi periodusa, amely azonban helyről-helyre nagyon különböz6.

1. *A légnyomás napi periodusa.* Alig van a meteorológiában szabályosabb tünemény, mint a légnyomás napi ingadozása, különösen a trópusokon. Igaz, hogy az ingadozás nem nagy,

hisz alig tesz ki a trópusokon 2—3 mm-t, míg a magasabb szélességek alatt a mm.-nek csak tizedrészeire terjed ki. Mint ilyen kicsiny tűnemény a természet háztartásában csekély szerepű s mint ok nem is érdemelne behatóbb vizsgálatot, ha tisztában volnánk eredetével. Mint okozat azonban olyan tűneményekről szolgál hiráddással, amelyek megérdemlik a tanulmányozást s tulajdonképen még ma is rejtélyesek.

Ha több éven át kiszámítjuk minden órának a légnyomását (legezélszerűbben a barograf adataiból, l. Függelék) s azoknak számtani közepét vesszük, akkor megkapjuk a nap minden órájának közepes légnyomását. Így pl. Ó-Gyallán*) a nap



33. ábra. A légnyomás napi ingadozása Ó-Gyallán.

minden órájában következő a közepes légnyomás (a közölt szám hozzá adandó 750 mm.-hez):

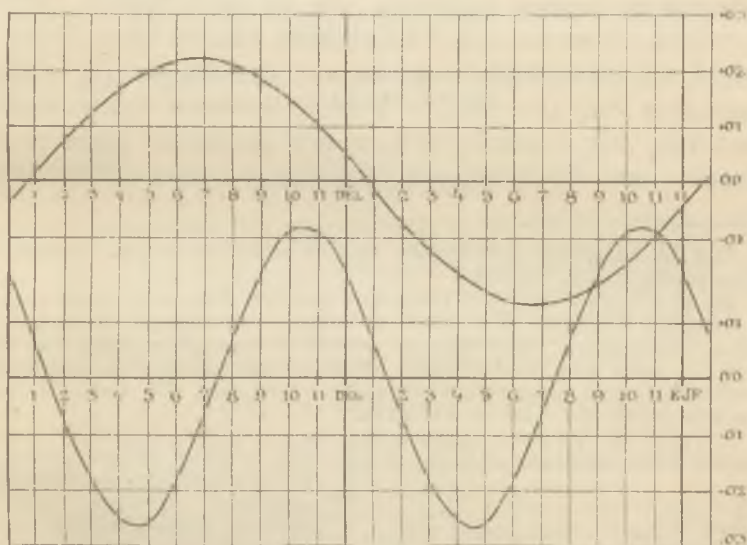
Óra:	1h	2h	3h	4h	5h	6h	7h	8h	9h	10h	11h	12h
Dél előtt:	2:25	2:20	2:14	2:12	2:14	2:20	2:28	2:47	2:56	2:61	2:55	2:38
Dél után:	2:16	1:95	1:80	1:71	1:68	1:72	1:83	1:98	2:12	2:21	2:26	2:28

Ezeknek a számoknak a járását a 33. ábra tünteti fel.

*) RÓNA Zs.: A légnyomás a Magyar Birodalomban 1861-től 1890-ig. Budapest, 1897.

Azonnal feltűnik, hogy a vonalnak két hulláma van. A légnyomás ugyanis éjjeltől süllyed lefelé egész 4 óráig, attól kezdve emelkedik — és pedig gyorsan — egész d. e. 10 óráig, amikor eléri egész napi abszolút maximumát 752·61 mm. nyomással, aztán gyorsan hanyatlik alá s d. u. 5 órakor egész napi abszolút minimumára ér s innen megint emelkedik egész éjfélig, amikor megint kis maximuma van.

Két hullámból áll tehát a légnyomás napi ingása, csak-hogy az egyik, a nappali hullám tetemesen nagyobb, mint az éjjeli. Ezt a két hullámot nagyon nehéz fizikailag értelmezni s nem is sikerült még eddig teljesen, pedig több-kevesebb változatossággal mindenütt ilyen a légnyomás napi járása.



34. és 35. ábra. A légnyomás napi ingadozásának felbontása két hullámra.

A két különböző hullám arra enged következtetni, hogy itt nem egy, hanem két tüneményről van szó, amelyek együttesen mutatkoznak. Ha ugyanis valamely ok olyan ingást okozna a légnyomásban, mint azt a 34. ábra mutatja, egy másik ok meg olyant, az előbbitől függetlenül, mint azt a 35. ábrán látjuk, akkor ez a két tünemény együttesen mutatkoznék s létre hozná — összegezve — a 33. ábrán látható tényleges ingást. Ezt meg

is konstruálhatjuk, ha a 34. ábra ordinátaíhoz előjelükkel helyesen hozzá adjuk a 35. ábra ordinátáit. *)

Ilyen módon tehát a komplikált napi ingadozást két ingásra bontottuk fel, amelyek közül az első egy 24 óra alatt 2 hullámot, a második pedig egy hullámot tüntet fel.

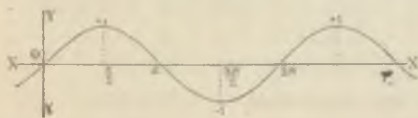
Nem foghatjuk azonban rá, hogy ez a komplikált napi ingadozás csakugyan két ilyen ingásból tevődött össze, mert hisz minden, egy okból származó komplikáltabb ingást is fel lehet így bontani. De hogy jogunk volt ezt cselekedni, azt a következővel bizonyíthatjuk.

Akarmelyik helyét választjuk is ki a Föld kerekiségének s az ott észlelhető barométeres napi ingadozást így ketté bontjuk, mindig azt fogjuk tapasztalni, hogy a két-hullámos napi ingás mindenütt tökéletesen egyforma, míg az egyhullámos helyről-helyre igen erősen változik. Változásában vannak olyan tényezők, amelyek azt bizonyítják, hogy ez az egyhullámos légnyomás-ingadozás a Nap járásával és a felmelegedéssel szoros kapcsolatban van, míg a másik, t. i. a két hullámos ingás a felmelegedés mértékétől teljesen független s csakis a Föld forgá-

*) A két különböző hullámmásra való felbontás az u. n. harmonikus analízis módja szerint történik.

Ha az $y = \sin \alpha$ függvényt ábrázoljuk akképen, hogy a koordináta rendszer vízszintes tengelyére az α értékével arányos hosszúságot mérünk fel s ennek a hosszúságnak végpontján a $\sin \alpha$ -val arányos hosszúságu ordinátát állítunk fel, akkor az α minden lehető értékére végrehajtván ezt a szerkesztést, az ordináták végső pontjai hullámvonalat adnak meg (36. ábra), amelynek alakja már emlékeztet a mi 34. ábránkra.

Ha most az $y = \sin \alpha$ képlet helyett az $y = a \sin \alpha$ függvényt akarom ábrázolni, akkor ugyanilyen hullámvonalat kapok, csak hogy annak hullámai, ha



36. ábra. Egyszerű sinus vonal.

$a > 1$, magasabbra emelkednek és mélyebbre süllyednek, mint az előbbiei, vagyis nagyobb lesz a hullámok amplitúdója. Az $y = C + a \sin \alpha$ függvény az előbbihez tökéletesen hasonló, csak hogy C állandó értékével magasabban jár az abszcissza-tengely felett, mint az előbbi. Végül az $y =$

$C + a \sin (b + \alpha)$, ahol b valami állandó, ismét az előbbihez hasonló, csak el van tolódva az egész ábra vízszintes irányban. A C állandó tehát az egész hullámvonal abszolút maga ságát, az a állandó annak amplitúdóját, a b állandó pedig azt adja meg, hogy amikor $\alpha = 0$, milyen fázisban van a hullámvonal, tehát milyen részével indul ki arról a pontról, ahonnan az α -kat számítani kezdjük.

Akarmiféle hullámozó tűnemény is legyen a természetben, azt egy ilyen függvényalakokkal megközelíthetjük. Ha azonban a hullámok nem egyenlő magasságúak, akkor nem egy, hanem két vagy több hullámozó mozgásnak kell jelen

sával kapcsolatos. Méltán hasonlították tehát ezt a két hullámos ingást a dagály és apály tüneményéhez, annál is inkább, mert amplitudójában van ugyan egy kis különbség évszakok szerint, de mind a két féltekén akkor nagyobb az amplitudó, amikor a Föld perihéliumban van, tehát az éjszaki félteke telén s a déli félteke nyarán, még aphelium idején mind a két féltekén egyaránt megkisebbedik. Független tehát az évszakok szerint változó melegeledéstől és hűléstől, hanem magasabb, kozmikus oka van s valószínűleg a dagály és apály jelenségéhez hasonló tünemény.

Egészen másként viselkedik a hullám másik összetevője, t. i. az, a melyik egy nap alatt csak egy hullámot végez. Ez roppant erős különbségeket mutat egyes helyek szerint. Így pl. síkságokon körülbelül közepes nagyságú, elzárt völgyekben igen

lennie s akkor függvényünk két egyforma alakú, összegezendő tagból fog állni. Legyen pl. az egyik rezgés függvényalakja

$$y_1 = C_1 + a_1 \sin (b_1 + \alpha),$$

a másiké pedig

$$y_2 = C_2 + a_2 \sin (b_2 + 2 \alpha),$$

akkor kis meggondolás után rájövünk, hogy az első függvénynek egy hullámára a második függvénynek két hulláma jut, mert lesz ebben a másodikban szaporábban változik a hullámhegy a völgygyel és pedig, minthogy α helyett 2α van benne, kétszer olyan szaporán. Minderről egyszerű szerkesztés meggyőző bennünket s gyakorlatképen ajánlatos is ezeket a szerkesztéseket végrehajtani.

Bármiféle szabályosan váltakozó hullámozó mozgást már most ilyen módon felbonthatunk. Ugyanis, ha ezt a két függvényt összegezzük s írjuk, hogy

$$Y = C_1 + C_2 + a_1 \sin (b_1 + \alpha) + a_2 \sin (b_2 + 2 \alpha)$$

s a $C_1 + C_2$ helyett mint állandó helyett mindjárt pl. a_0 értéket teszünk az egyenletbe, akkor ez az egyenlet egy olyan sántikáló hullámozást állít elénk, amelynek hullámai váltakozóan nagy, majd kis amplitudójúak.

Az eredeti $y = \sin \alpha$ függvényünknek egy teljes periódusa akkor záródik le, ha α a 0° -tól egészen a 360° -ig minden értéket felvett. Hogy ha már most a vízszintes tengelyre nem szögeket, hanem, pl. mint a barométeres ingadozáshoz, órákat kell felraknunk, akkor az egyenletbe az óra helyett a vele arányos szöget rakjuk fel, t. i. miután a barométeres ingás egy teljes periódusa 24 óra alatt záródik, 24 órának 360° fog megfelelni, 12 órának tehát 180° , 6 órának 90° fok, egy-egy órának pedig $\frac{90^\circ}{6} = 15^\circ$ fog megfelelni. Ilyen módon már most felbontottuk Ó-Gyalla komplikált napi ingását a 34. és 35. ábrában rajzolt hullámokra is, aminek megfelelően már most Ó-Gyalla napi ingásának közelítő képlete

$$y = 752.15 + 0.2238 \sin (348^\circ 35' + \alpha) + 0.2593 \sin (135^\circ 0' + 2 \alpha);$$

amely összegezendők közül a 752.15 mm. Ó-Gyalla közepes légnyomását, a második tag az egy hullámos, a harmadik pedig a két hullámos napi ingást fejezi ki.

tetemes, míg hogyesúcsokon aránylag csekély. A legjobban megkülönbözteti azonban ezt az egy hullámos lengést az előbbtől az a körülmény, hogy ez szigorúan az évszakok szerint változik, tehát a két féltekén ellenkező járást mutat.*)

Hogy mennyivel sokkal állandóbb a naponkint két hullámmal jelentkező, vagyis a félnapos ingás, mint az egésznapos, arra példaképen szolgáljon a következő néhány egyenlet, amelyeknek első tagja az egynapos, vagy egyhullámos ingást, második tagja a félnapos, vagy két hullámos ingást jellemzi:

O-Gyalla:	$0.22 \sin (349^0 + \alpha) + 0.26 \sin (135^0 + 2 \alpha)$
Kalocsa:	$0.22 \sin (356^0 + \alpha) + 0.25 \sin (137^0 + 2 \alpha)$
Kiew:	$0.21 \sin (20^0 + \alpha) + 0.24 \sin (144^0 + 2 \alpha)$
Irkutsk:	$0.76 \sin (5^0 + \alpha) + 0.26 \sin (157^0 + 2 \alpha)$
Klagenfurt:	$0.58 \sin (23^0 + \alpha) + 0.27 \sin (156^0 + 2 \alpha)$

Már ezekből is látható, hogy az első tag igen változatos, különösen a *sin* jel alatt levő rész, míg a kifejezés második tagja csak csekély változatosságot mutat, amelyben pedig még az észleléssorozatok rövid volta következtében keletkezett hibák is benne vannak. A felhőzet is tetemes befolyással van az egyenletek első tagjaira. Igy pl. Kalocsán: **)

derült napokon:	$0.44 \sin (328^0 + \alpha) + 0.27 \sin (136^0 + 2 \alpha)$
boros napokon:	$0.17 \sin (143^0 + \alpha) + 0.22 \sin (136^0 + 2 \alpha)$

Ebből látszik, hogy felhős napokon sokkal kisebb az egynapos ingás, mint derült napokon.

Az egész tűnemény maga a helyi körülményekhez képest a következő változásokat szenved, megjegyezve, hogy a változások különbözőképen érintik a félnapos és az egynapos ingást.

a) Az évszak befolyását fő vonásában már említettük. A félnapos ingás az egész Földön nagyobb a perihelium idején, mint apheliumkor. Az egynapos ingás periodusa a nappalok

*) A barométer napi ingadozásával különösen foglalkoztak: LAMONT: Über die tägliche Oscillation des Barometers; Sitzungsberichte d. bayr. Akad. 1862. február. 89. lap. HANN: Weitere Beiträge zu den Grundlagen für eine Theorie der täglichen Oscillation des Barometers; Met. Zeitschr. 1898. XV. k. 361. lap. Népszcrűen: HANN: Ebbe und Flut im Luftmeer der Erde; Samml. pop. Schriften der Ges. Urania in Berlin, Nr. 28. Ezeket a helyeken a további bőséges irodalomról is tájékoztat lehet nyerni.

**) L. FÉNYI J.: Met. Zeitschr. 1897. XIV. k. p. 271.

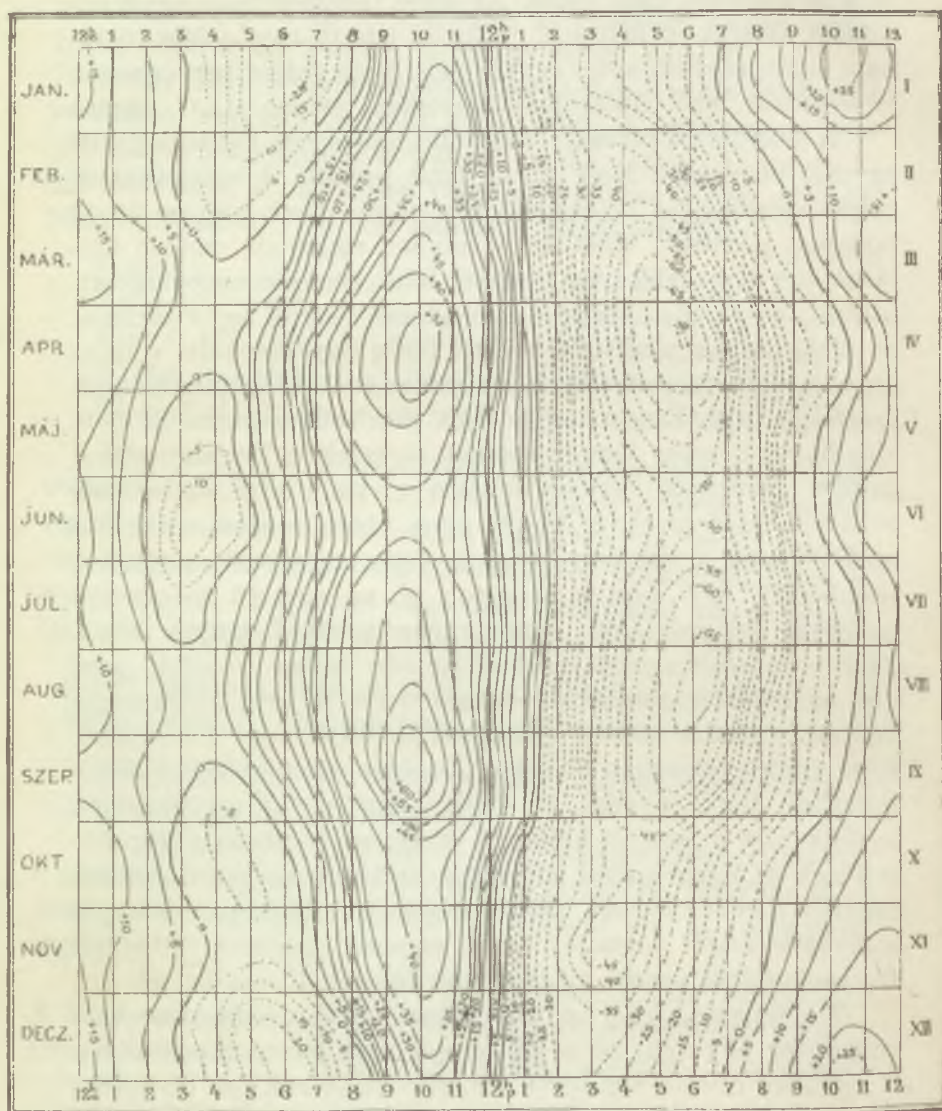
hosszának arányában nő vagy fogy, azonkívül nyáron az amplitudo is nagyobb, mint télen. Az egész tűneményre az egynapos hullám nyomja rá bélyegét, tehát ez látszik meg a légnyomás napi ingadozásának egész évi képén is. Ezt a dolgot igen csinosan és képiesen lehet ábrázolni a következő módon. (l. 37. ábrát.)

A koordináta-rendszer vízszintes tengelyére mérjünk fel 24 egyenlő távolságot. Ezek a nap óráit jelentik. A vertikális tengelyre mérjünk fel 12 egyenlő távolságot. Ezek meg az év 12 hónapját jelentsék. Most az év minden napjának, minden órájának egy hely felel meg a sikon, amit könnyen megszerkeszthetünk, ha az illető dátumnak megfelelő helyről egy vízszintes, az illető órának megfelelő helyről pedig egy vertikális vonalat huzunk. A kettő metszéspontján van az év illető időpillanatának megfelelő hely. Erre a helyre írjuk most oda számmal az illető időpillanat közepes légnyomásának az értékét. Tegyük meg ezt minden hónapnak minden órájára s akkor sűrű számtömeg borítja a sikot, amelyek között épen olyan módon igazodhatunk el, mint a térképen: kössük össze az egyenlő számokat vonalakkal, úgy mint a térképen pl. az egyenlő magasságú számokat izohipszákkal, vagy nivóvonalakkal kötjük össze. Ezek a vonalak a jelen esetben szintén izobar vonalak, mert hisz egyenlő légnyomásokat kötnek össze, de nem a légnyomás földrajzi, hanem időbeli eloszlását mutatják egy éven belül. Ilyen módon készült a 37. ábra, amelyen azonnal látszik, hogy a nappali ingás nyáron, az éjjeli ingás pedig inkább télen fejlődik ki s a nappali hullámot majdnem pontosan a Nap felkeltének és nyugvásának időpontja határozza meg. Az ábrának bármely keresztmetszete balról jobbra az illető nap közepes légnyomásjárását mutatja, amit azonnal megszerkeszthetünk az orometriából ismert módszer szerint.

Természetes, hogy a trópusokon, ahol tél és nyár közt különbség alig van, ott a légnyomás napi járása is egész éven át ugyanaz marad, legfeljebb az esős évszaknak van olyanféle, de tetemesen gyengébb hatása, mint nálunk.

b) A földrajzi szélességnek legjellemzőbb hatása az, hogy az ingás amplitudója az egyenlítőtől a pólusok felé gyorsan csökkenik. Ezt mutatja különösen szépen a 38. ábra.

A földrajzi szélességnek másik hatása az, hogy a szélesség növekedésével lassanként eltűnik a tűnemény szabályos volta.



37. abra. A légnyomás időbeli eloszlása Ó-Gyallán. (Barométeres izoplet vonalak.)

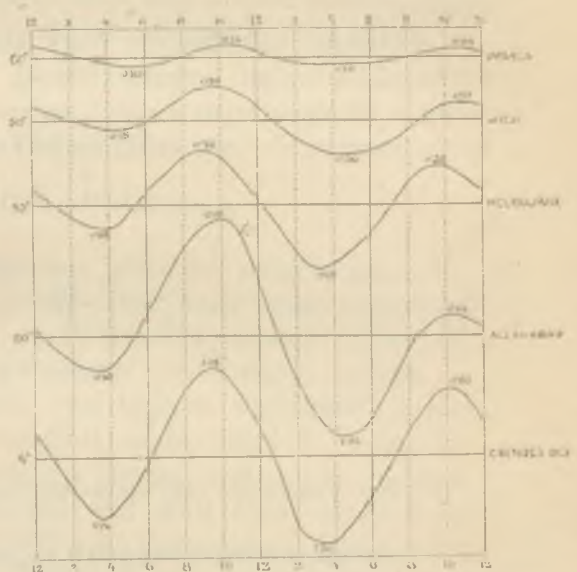
A vonalak mellé írt számok az Ó-Gyalla közepes légnyomásától (752·15 mm.) való eltérések nagyságát jelentik.

A trópusokon bámulatos szabályosan jár a barométer. HUMBOLDT a következő szavakkal jellemezte: «A trópusokon a barométer óránkénti ingásának szabályossága oly nagy, hogy különösen nappal az időt lehet a kénesőoszlop magasságával mérni, anélkül, hogy általában 15—17 percet tévednénk. Az új kontinens forró égőve alatt úgy a partokon, mint 12000 láb magasságban, ahol a közepes hőmérséklet 7° -ra süllyed alá, azt tapasztaltam, hogy a légtenger dagályának és apályának szabályosságát nem zavarja meg sem a vihar, sem a zivatar, sem az eső, sem pedig a földrengés.»

Az újabb utazók is mindámulattal beszélnek a tűnemény szabályos voltáról, sőt némelyek egyenesen unalmasnak és tanulmányozásra érdemtelennek mondják, makacs zavartalansága miatt. A magasabb földrajzi szélességek alatt azonban a tűnemény veszt szabályosságából.

c) A tenger színe feletti magassággal a két hullámos napi ingadozás amplitudója szabályosan csökkenik, míg az egy napos ingás lokális körülmények befolyása alatt áll. A magas völ-

gyek épen olyan nagy amplitudójú ingást mutatnak, mint az alacsonyan fekvők. Így pl. Leh a Himalájában, 3500 m.-nyire a tenger színe felett sokkal nagyobb egy napos ingást mutat, mint Rurki 270 m. magasságban a Himalája lábánál. Általában a völgyekben sokkal erősebb a légnyomás napi ingása, mint nyílt helyen, amire nézve például szolgálhat az ugyanolyan szélesség alatt fekvő Kalocsa és Bozen összehasonlítása. Amíg Kalocsán a napi ingás amplitudója 0.83 mm., addig Bozenben majdnem 3 mm., ami még a forró égőv alatt is rit-

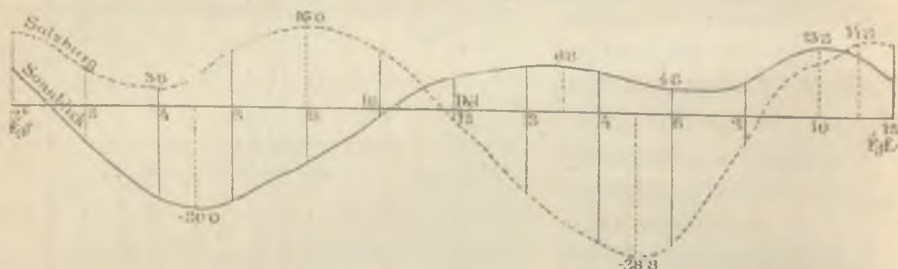


38. ábra. A légnyomás napi ingadozása különböző földrajzi szélességek alatt.

kaság. A magasan fekvő hegyesúcsokon az ingás más jellegűvé lesz, mint a völgyekben. Nem annyira az amplitudója változik meg, mint inkább a vonal általános jelleme, amint azt a 39. ábra mutatja. Általában tehát délelőtt a völgyben, délután a hegytetőn áll magasabban a légnyomás.

d) Ugyanilyen járáskülömbőség mutatkozik a tenger partján a tengeri és a szárazföldi helyek között: délelőtt a szárazföldön, délután a tengeren magasabb a kénese-oszlop. Igen feltűnő, hogy ugyanez a hasonlatosság a hegyesúcsok és a tengerek klímája között már a hőmérséklet járásában is mutatkozott.

Általában mondhatjuk, hogy amíg az egész napos ingás feltétlenül a levegő hőmérsékletének változásával függ össze, addig a félnapos ingás valami nagyobb, valószínűleg kozmikus hatás okozata, de még egyik sincs kellőképpen megmagyarázva.



39. ábra. A légnyomás napi ingadozása Salzburgban és a Sonnblicken.

2. *A légnyomás évi ingása* sokkal tetemesebb, mint a napi kis ingások, de sokkal komplikáltabb, mint emez, mert hisz tudjuk, hogy a hőmérséklet ingásával együtt jár. Általános szabályt nagyon nehéz felállítani, csak annyit lehet mondani, hogy a légnyomás abban az évszakban a legkisebb, amelyikben az illető vidéknek legnagyobb pozitív hőmérsékleti anomáliája van, legnagyobb pedig akkor, amikor az illető vidéknek legnagyobb negatív hőmérsékleti anomáliája van.

Kontinensek felett nyáron van relative legmelegebb és télen leghidegebb. Kontinenseken tehát télen lesz a legmagasabb, nyáron a legalacsonyabb a légnyomás. A tengerek viszont a környékhez képest télen a legmelegebbek és nyáron a leghűvösebbek s így ott fordított légnyomásváltozást fogunk találni.

Azonkívül a tél és nyár hőmérsékletének különbségével arányos a barométer ingása is, amint azt már a légnyomás földrajzi eloszlásának tárgyalásakor részleteztük.

A légnyomás évi ingadozása a magassággal változik, még pedig olyképen, hogy a minimum a kontinensek felett mindinkább ellapul, amint magasabbra emelkedünk, míg a téli maximum mindinkább kidomborodik a magassággal. Eszerint az ingadozás minimuma, t. i. a maximum és minimum közötti különbség legkisebb lesz bizonyos magasságban a Föld színe felett. STEINER LAJOS számítása szerint ez a hely a Föld felszíne felett 5—600 m. magasságban van (l. Met. Zeitschr. 1901. XVIII. k. 420. lap).

III. FEJEZET.

A szélről általában.

A levegő mozgását vízszintes irányban szélnek nevezzük. Ha a mozgás igen sebes, akkor vihar vagy orkán a neve. A szél annyiban különbözik az előbbi meteorológiai elemektől, hogy ennek nagyságán (sebességén) kívül iránya is van. A szél iránya és nagysága által van teljesen megadva.*) A szél irányát eltérőleg egyéb irányított mennyiségektől, nem úgy adjuk meg, hogy merre mozog a levegő, hanem azt mondjuk meg, hogy honnan jön. Éjszaki szél alatt tehát olyan szelet értünk, amely éjszakeről dél felé tartó légmozgással jár; a keleti szél keletről nyugatra tart. Miután a szél pontos irányát igen nehéz meghatározni, mert hisz a szélmutató szakadatlanul aprón lebeg, azért meg kell elégednünk azzal, ha a látóhatárt 16 részre osztjuk be s ezek szerint határozzuk meg a szelet. Ekkor minden irány $22\frac{1}{2}^0$ -nyi ivdarabját tartalmazza a horizontnak s így legfeljebb $11\frac{1}{4}^0$ hibát követünk el helyes észlelés esetén, ami alig jöhet számba, tekintve a szél lokális irányeltéréseit. Az irányok jelölésére az angol jelzéseket ma már az egész világon elfogadták. Eszerint a szél irányjelzései a következők:

*) A magyar nyelvben a szél erősségéről vagy nagyságáról szoktunk beszélni. Nagy szél, erős szél, kis szél, gyenge szél egyformán használatos. Mind a két kifejezés tulajdonképen a szél sebességét jelenti s habár mechanikailag némi kis következtetlenség van a két kifejezésben, tévedésekre nem adhat alkalmat s így bátran használhatjuk tudományos tárgyalásokban is.

Éjszak: N. (north); dél: S (south); kelet: E (east); nyugat: W (west).*)

A szél sebességének mérésére szolgáló műszerekről a Függelék nyújt felvilágosítást. Ugyanott a szél sebességének és nyomásának összefüggéséről szóló tapasztalati adatokat is találunk. Jelenleg csak a használatos becselő módszert ismertetjük, amely a meteorológusok legjobban elterjedt módszere a szélsebesség feljegyzésére. Egyszerű becslés útján ugyanis — némi gyakorlattal — igen jó eredményeket kaphatunk. Maguk a szélmérők sem olyan tökéletesek, sőt a szél maga is igen változatos erősségű rövid időn belül is, oly annyira, hogy a becslés jobb eredményt ad mint valami felületes sebességmérés.

A becslés egyszerűsítésére a szeleket erősségük szerint fokokra osztjuk be. Nálunk a 10 fokos osztás használatos, amelyben a szélesendet 0, az orkánt 10 jelöli. Ezt a 10 fokos skálát irta elő a Smithsonian Institution Washingtonban az ő alkalmazottainak, de egyebütt is nagyon használják. A legjobban el van terjedve azonban a 12 fokos BEAUFORT-féle skála különösen a tengeren, ahol azt 1805-ben BEAUFORT a vitorlás hajók szükséges kezelése alapján állította össze. Ma persze a hajók szerkezetének megváltozása óta a skála ebben a tekintetben értelmét veszítette. A 10 fokos skála egyes fokait a következőleg jellemezhetjük:

0. Szélesend, a füst egészen egyenesen emelkedik.
1. Szellő, a füst már nem emelkedik egyenesen.
2. Gyenge szél, csak a leveleket mozgatja.
3. Közepes szél, a mely megmozgatja a kisebb ágakat is.
4. Erős szél, amely a nagyobb ágakat is megmozgatja, a port felveri.
5. Igen erős szél, a mely a fát magát is mozgatja.
6. Goromba szél, a mely a legnagyobb fákat is megrázza.
7. Vihar, a mely már ágakat is tördel.
8. Erős vihar, a mely már kisebb fákat kicsavar, a tetőket megrongálja.
9. Igen nagy vihar, amely már erős fákat kicsavar, tetőket leszed stb.

*) A német jelzés szerint ugyanis a keletet kellene 0-val jelezni, a francia jelzés szerint pedig a nyugatot (ouest) ami már gyakran sajnálatos tévedésekre adott okot. A magyarban a nyugat N betűje s az éjszak E betűje szintén fundamentális tévedésekre adhat alkalmat.

10. Szélvész vagy orkán, amely már igen ritkán előforduló nagy károkat okoz.

A jó becslésnek megfelelően a szél sebessége az egyes fokok szerint a következő:

Skálafok	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sebesség m/sec	1—2	2—4	4—5	5—7	7—9	9—11	11—13	13—16	18—25	25—50

Az alsó skálafokok elég biztosak, de a magasabbak értelmezésére nézve nagyon szétágazók a vélemények, a mi a nagy szelek ritkaságát tekintve, könnyen érthető.

Hosszu tapasztalatok azt bizonyítják, hogy a szél járásának van periodusa, még pedig napi és évi periodusa is. Általánosságban van periodusa a szél erősségének és a szél irányának is, a mi megérdemli a kissé behatóbb tárgyalást.

1. *A szél erősségének napi periodusa* határozottan kidomborodó jelenség, a mely kétségkívül, épen úgy, mint a légnyomás egynapos ingása, a felmelegedés következménye. A szél erőssége ugyanis éjjelenként semmi különös szabályosságot nem mutat, inkább csak a nappal futt szélnek csendes elpihenését tapasztaljuk. Reggel 7 órakor, — télen-nyáron egyaránt — kezd a szél általában erősödni s délután 1 óra tájban, tehát a legnagyobb felmelegedést egy órával megelőzőleg eléri maximumát s aztán gyorsan hanyatlik este 7—8 óráig, a mikor az éjjeli fokozatos elesendesülés kezdődik. Ez a szabályos járás persze csak sok éven át folytatott észlelések számtani közepe gyanánt adódik ki. Rendes körülmények között burkolja ezt a szabályosságot az időjárás változatos volta. Azonkívül az éjjeli minimum és a nappali maximum különbsége, tehát az amplitudo évszakonként változik: legerősebb nyáron, legkisebb télen, de nem a hőmérséklettől, hanem a hőmérséklet napi ingásától függ.

Magas hegyek tetején épen fordított a szél napi ingadozása, a mely felfedezés nagy meglepetést okozott. Legerősebb ugyanis a szél a hegyek tetején éjjel s a legkisebb nappal, de az észlelések a különböző hegyeken nem olyan összevágók, mint a földszinten. Az ellenkező járás a felhők vonulásaiban is észlelhető, mert ezek átlag leglassabban a nappal legforróbb szakában s leggyorsabban éjjel futnak. Ezt HEGYFÖK is konstatálta.

Arra a kérdésre, hogy milyen magasságban van az a hely, a hol a földfelszíni széljárás átnegy a magas esúcsokon tapasztalt

járásba, megfelelt az Eiffel-torony tetején elhelyezett szélregisztráló műszer, a mely bebizonyította, hogy már 300 m. magasságban is éjjel van a szél erősségének maximuma s nappal a minimuma. A szél nappali maximuma tehát teljesen a Föld felszínéhez, a levegő legalsó rétegeihez kötött jelenség.

Ennek a tűneménynek a magyarázata KÖPPEN* szerint a következőkben van. A nappali felmelegedés következtében lassan felszálló áramlás keletkezik, a melyet pótolni a magasból száll alá levegő egyes helyeken s annak szétáramlása növeli a nappali szél erősségét a Föld felszínén és csökkenti a magasban. Éjjel, a mikor a levegőnek a magasból való leáramlása hiányzik, akkor a szél a magasban minden csökkenés nélkül fejlődhetik ki. Ugyancsak éjjel azonban a Föld közvetlen felszínén megfordul a hőmérséklet elhelyezkedése s emiatt igen sűrű, nehéz légréteg tapad a Föld felszínéhez, a melyet a magasban akadálytalanul fuvó szelek nem képesek magukkal ragadni. A nappali felmelegedés folytán előállott keveredés alkalmával az alsó rétegek is részt vesznek a magasabb régiók zavartalan és akadálytalan mozgásában, de éjjel a felszínhez tapadt fordított hőmérséklet-elhelyezésű réteg felett a magasabb légáramlatok mintegy elcsúsznak. Az elméletnek ez az utóbbi része nagyon valószínű, míg az első részhez bizonyos kételyeink férnek, legalább a kifejezés tekintetében, de ennek taglalásába nem bocsátkozhatunk.

3. A szél irányának is van napi periodusa és pedig általános a tapasztalat, hogy reggel gyakoribb a keleti szél, délben a déli, este a délnyugati és nyugati, vagyis az időjárással folyton változó irányú szelek némileg rejtve tartanak egy szabályos tűneményt, t. i. azt, hogy a szél a Nap járásával fordul. Napközben tehát leggyakoribb az a szél, a mely a Nap felől (attól kissé balkézre elmaradva) fúj. Ugyanez a tűnemény magas hegyek tetején, az Eiffel torony tetején is észlelhető, sőt még a felhők járásában is itt-ott konstatálták. Közeli sem olyan uralkodó azonban a tűnemény, mint azt némelyek képzelik s csak néhány helyen olyan feltűnő (pl.

* KÖPPEN : Met. Zeitschr. 1879. XIV. k. 333. lap. ugyancsak bővebben : Annalen d. Hydrographie u. marit Meteorologie 1883. XI. k. 625. oldal. Ugyanezt az elméletet előtte már főbb vonásaiban Esch is kifejtette (Rep. Brit. Assoc. 1840).

Madridban) hogy éredemes a tanulmányozásra. SPRUNG*) elmélete ennek a tüneménynek a magyarázatára a következő: A szél iránya, a mint később részletesen szó lesz róla, nem esik össze a gradiens irányával, hanem attól a Föld forgása miatt jobb kéz felé tér ki az éjszaki féltekén. A kitérés annál nagyobb, minél sebesebb a szél. Ha a szél sebességének napi periodusára visszaemlékezünk, be fogjuk látni, hogy a délelőtt folyamán a növekedő erősségű szélnek mindinkább ki kell térnie jobbra, tehát E szélből lassan SE , aztán S és SW lesz.

Elméletileg azonban akkor az Eiffel torony magasságában már fordítva kellene járnia a szélnek, t. i. a Nap járásával szemben, miután ott a szél erősségének napi periodusa fordított. Annyi bizonyos, hogy a Föld felszínén a légáramlások jobban egyeznek a gradiens irányával, mint a magasban, vagyis a magasban akadálytalanul fuvó szelek jobban ki vannak térítve jobb felé, mint a földszintiek. Ha pl. a Föld felszínén a szél iránya S , akkor a felhők SW felől jönnek: kitérülnek jobb felé.**) SPRUNG szerint mármost nappal, a mikor a konvekciós áramok miatt a magasban fuvó szelek mindinkább magukkal ragadják a földszinti szeleket, ez a magával való ragadás a szél irányában is nyilvánul, mert a földszinti szelek is mindinkább követni kénytelenek a magas szelek erősebben jobbra térült irányát. Az elmélethez kétségtelenül szó fér s a rugalmas statisztikával azt gyengíteni vagy támogatni lehet.

A légnyomás napi periodusára is lehet gondolnunk, noha az olyan eseményt okoz, hogy aligha mutatkozik hatása. A napi légnyomásperiodus miatt azonban igen érdekes, hogy a délelőtt folyamán a gradiens iránya az éjszaki félteke mérsékelt övén az óramutatóval fordul egy irányban. Tudjuk ugyanis, hogy a légnyomás napi ingadozása az [egyenlítőn sokkal nagyobb, mint a magasabb szélességek alatt. A Földnek azon a részén tehát, a hol egy pillanatban délelőtt van, ott a napi légnyomás-ingás izobarvonalai úgy helyezkednek el, hogy az egyen-

*) Értekezésein kívül igen jól összefoglalva: Lehrbuch d. Meteorologie 345. oldal.

**) Ezt a tüneményt HEGYFÖK is igazolta l. HEGYFÖK: A levegő alsó és felső áramlásainak viszonyairól; Math. és Term. tud. Értesítő XII. k. 378 l. Az alsó és felső légáramlatok sebessége; Math. és Term. Értesítő XIII. k. 181 lap. Az alsó és felső légáramlatok a magyar Alföld közepén; ugyanott XIV. k. 1896. 176. lap.

lítőnek azon a helyén, a hol d. e. 10 óra van, magas nyomású gőcspont keletkezik s ezt az izobarok hosszan elnyúlt elliptikus vonalakban veszik körül, mignem egészen a meridiánokba mennek át. és pedig nyugat felé abba a meridiánba, a melyen épen r. 6 óra van, kelet felé pedig abba, a melyen d. u. 1 óra van. Könnyű belátni, hogy egy ilyenféle hullám elvonulása közben az éjszaki feltekén a gradiens iránya az óramutatóval együtt fordul, a déli feltekén pedig azzal ellenkezőleg.

3. A szélnek van *évi periodusa* is és pedig úgy erősség, mint irány tekintetében. Ez azonban helyenkint más és más s az illető vidék klímájának legjellemzőbb sajátosságai közé tartozik, azért nem itt van a helye annak, hogy azt részletesen tárgyaljuk.

IV. FEJEZET.

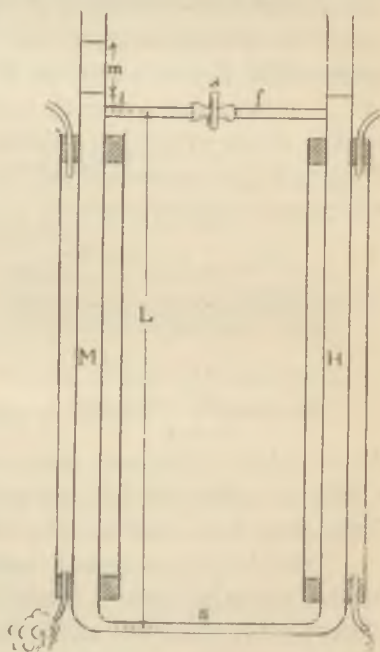
A légáramlások keletkezése és módosulása.

A levegőben létrejövő mozgások általában, kivétel nélkül czirkuláló mozgások, azaz olyanok, amelyek teljesen bezárt pályán mozognak. Mechanikai lehetetlenség ugyanis, hogy csakis periodusosan változó, tehát hosszabb idő alatt állandó változásoknak alá nem vetett földi körülmények között a levegő tömegének egy része állandóan áthelyeződjék más vidékre. annélkül, hogy ezzel egyenértékű csere ne történne. Ha valahonnan tehát a levegő elmozdul, akkor ez az elmozduló levegő más levegő-tömegeket helyéből kiszorít, ezek ismét másoknak adják a lökést; oda pedig, ahonnan a levegő eláramlott, feltétlenül odatódul a környezet levegője s elvégre is az áramkör bezáródik. Különbség csak annyiban lehet, hogy a czirkuláló légáramlás egyik része kis helyen nagy sebességű szelet, másik része szélesen kiterjedve, alig érezhető gyenge áramlatot okoz. Ilyenek mindig a fel- és leszálló légáramlások, amelyeknek kifejlődéséhez két ellenkező irányú horizontális áramlás szükséges: egy felső és egy alsó. Csakhogy míg a horizontális légáramlások számára a levegőnek 10—20 km. magasságú (kellő sűrűségű) rétege áll rendelkezésre, addig a felszállás több 1000 km. hosszúságú vonalon történhetik; mert ha pl. a czirkuláció 10 km. magasságú légrétegben s 1000 km. hosszúságban játszódik

le, akkor a felszálló légáramlásnak 500-szor akkora tér áll rendelkezésére, mint a horizontális áramok egyikének. A szél erőssége tehát vertikális irányban csak ötszázad része lesz a horizontális irányú szélének. Az az igen nagy vihar, amely 20 m. másodpercenkénti sebességgel mozog, vertikális irányban tehát az előbbi körülmények között csak 0.1 m/sec. sebességet okoz, amely a leggyengébb, alig érezhető fuvallat, amit a legfinomabb műszerek alig képesek kimutatni.

Amint már az I. fejezetből tanultak alapján következtethetjük, a szél közvetlen oka a légnyomás-különbség, amely két szomszédos hely között támad. A légnyomás-különbségek folytán tehát légáramlás, még pedig feltétlenül czirkuláló légáramlás keletkezik. A tünemény lefolyásának magyarázatára leghelyesebb a következő kísérletet végrehajtanunk.

Vegyünk egy U alakú csövet, (40. ábra.) amelynek két szárát, az M -et és a H -t alul a vékonyabb a cső köti össze, fenn pedig bizonyos magasságban az f vékony cső ismét összeköti a két vertikális szárát, de ezt középen s csappal el lehet zárni. Ha a csőrendszert $L + l$ magassáigmegtöltjük vízzel, úgy a közlekedő csövek törvénye értelmében a két csőszárban egyenlő magasságban fog állani a víz színe. Burkoljuk most be úgy



40. ábra. Kísérlet a légköri czirkulációk keletkezésének bemutatására.

az M csövet, mint a H csövet vastagabb csővel s az M cső körül levőbe oresszünk forró gőzt, a H cső köré pedig hideg vizet s a felső összekötő cső s csapját zárjuk el. Akkor az M csőben levő víz fel fog melegedni, a H csőben pedig eredeti hőmérsékletén marad a burkoló csövön végig áramló hidegvíz hűtése miatt. A hőmérséklet emelkedésének hatása alatt azonban az M csőben levő víz ki fog terjeszkedni, tehát megnyúlik s

az M csőben $L+l$ magasság helyett $L+l+m$ magasságú lesz. Ez azonban a dolgok lényegén mit sem változtat: az a cső nivóján mind a két csőben levő vizoszlop nyomása ugyanaz marad, mert lisz tömegük a felmelegedés folytán nem változott meg. Az M cső melegebb, ritkább anyagu folyadékoszlopa most is egyensúlyt tart a H cső hidegebb, sűrűbb folyadékával s az a csőben áramlás nem keletkezik. Nyissuk azonban meg most az s csapot. Akkor új közlekedő edényünk van az f cső révén, amelyben azonban nincsen egyensúly! Nevezzük ugyanis az f cső középvonala és a H cső vízszíne közti magasságot l -nek. Az M cső felső részében a vízszin most az f cső középvonala felett $l+m$ magasságban van, ami tetemesen több, mint amennyi egyensúlyt képes tartani a H cső l magasságú vizoszlopával. Az l magasságú vizoszlopnak ilyen felnelegítés alkalmával csakis olyan arányban szabad megnövekednie, mint ahogy az L vizoszlop megnövekedett. Ha l -nek az egyensúly fentartásához szükséges megnövekedését x -nek nevezzük, akkor kell hogy

$$x : m = l : L + l$$

innen tehát

$$x = m \cdot \frac{l}{L+l}$$

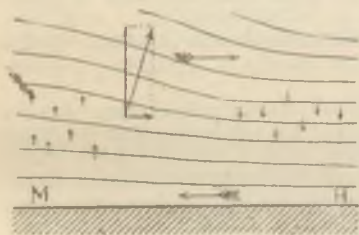
Miután $\frac{l}{L+l}$ kisebb az egynél, tehát az x is kisebb az m -nél. Az m tehát túlságosan nagy ahhoz, hogy egyensúlyt tartson a két kis csőrészben s így az M cső felső részéből áramlás indul meg az f csővön át a H felé.

Tulajdonképen onnan származik ez a tünet, hogy az M cső vizoszlopának kiterjedése közben tényleges, valóságos tömegátvitel történt az f cső nivója fölé. Kinyúlás közben valóban víztömeg vándorolt át az f cső nyílása előtt annak nivója fölé. Ez a tömegszaporodás az f cső nivója felett azt okozza, hogy az f csőnek M felőli végén nagyobb lesz a víznyomás, mint az f csőnek H felőli végén. Áramlás keletkezik tehát az f csővön az M -ből a H -ba.

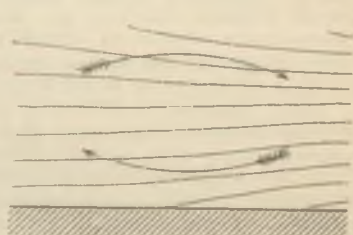
Amint azonban az áramlás víztömeget visz el az M csőből, azonnal megcsökkenik a nyomás az alsó a cső M felőli végén. Az f csővön át a víz a H csőbe áramlik, tehát ott megnövekedik a víztömeg, megnövekedik annak nyomása is az a cső H felőli végén. Áramlás keletkezik tehát az alsó a csővön

H -ból M felé, s ezzel megindult a czirkulálás. A csőrendszerben a víz többé nyugalomban nem marad, hanem folytonosan keringeni fog, jelen esetben az óramutató forgásával megegyezőleg.

Tökéletesen hasonlítanak ehhez a levegőben a felmelegedés következtében keletkező keringő áramlások. Ha a Föld felszíne M helyen (41. ábra.) felmelegszik, míg H helyen eredeti hőmérsékletén marad, akkor az izobar-felületek felemelkednek M hely felett s így a magasban a gradienseknek horizontális komponense támad, amelynek hatása alatt a levegő az M hely felől a magasban a H hely felé fog áramlani. Azonnal megcsökkenik azonban ekkor a légnyomás az M helyen s a levegő alsó rétegeiben gradiens támad H -tól M felé, aminek következménye légáramlás lesz hasonló irányban. Amikor a czirkuláció meg-



41. ábra. Légáramlások keletkezése az izobar-felületek lejtős volta miatt.



42. ábra. Az izobar-felületek alakja czirkuláció közben.

indult s a légkör szabályos, állandó mozgásba jött, akkor persze már az izobar-felületek nem olyan alakúak, mint a 41. ábrán rajzoltuk, hanem a 42. ábrához hasonlítanak

Ez az itt elmondott törvény a Föld összes légáramlásait megmagyarázza, kivéven a ciklónokat és anticiklónokat, amelyekről külön fejezetben fogunk beszélni.*)

*) A czirkuláló áramlások keletkezését precíz analitikai formában világította meg BJERKNES értekezéseiben a LORD KELVIN által megadott czirkuláció-törvények alapján L. BJERKNES V.: Das dynamische Princip der Circulationsbewegung in der Atmosphaere; Met. Zeitschr. 1900. XVII. kötet 97. és 145. lap. Különösen tanulságos azonban ugyancsak BJERKNES: Räumlicher Gradient und Circulation (Met. Zeitschr. 1900. XVII. k. 481. lap.) cz. értekezése, amelylyel MÖLLER: Der räumliche Gradient című értekezésére válaszol. A felelet igen érthető és tanulságos módon világosítja fel az olvasót a térbeli gradiensek mivoltáról. Teljesen igaza van BJERKNES-nek, amikor a gradiens szót egyedül egyféle méretváltozás intenzitásának mértékéül ajánlja. MÖLLER ugyanis mindazokat az erőket akarja ez alá a nevezet alá foglalni, amelyek a szabadon

A légnyomás-különbségek folytán támadt légmozgás sebességre nézve még eddig pontos elméleti képletünk nincs. (GULDBERG és MOHN törvénye, a mely a gradiens és a szélsebesség közötti összefüggést elméletileg, igen elegáns módon adja meg komplikált képlet alakjában, nem vált be, mert sokkal nagyobb sebességeket ad, mint amilyenek tapasztalás szerint tényleg létrejönnek.*)

levegő levegőtömegekre hatnak, tehát különösen a nehézség hatását. MÖLLER törekvése könnyen érthető. Ha valamely helyen a levegő hőmérséklete megnövekedett, akkor az izobar-felületek egymástól távolabbra kerülnek s így a vertikális irányú gradiens megcsökkenik. Ha tehát a felmelegedés előtt a levegő izobar-felületei úgy voltak elhelyezkedve, hogy a felfelé irányuló gradiens mindenütt egyensúlyt tart a nehézséggel, akkor most a felmelegedés után a megcsökkent gradiens nem lenne képes a nehézséggel egyensúlyt tartani s a levegő mozgásnak indulna lefelé. Ámde a nehézség ellen nemcsak a felfelé irányuló gradiens, hanem a gáz feszültsége is működésben van, amit éppen a felmelegedés alkalmával történt izobar-felület-felemelkedés bizonyít. A felmelegedett gáznak nagyobb a feszültsége s ez pótolja a gradiens megcsökkenését s az egyensúly ismét fennmarad.

Igen világosan és érthetően, de kissé hibás módon magyarázza HANN a levegő áramlásait (Lehrbruch d. Meteorologie. 411. lap.) az izobar felületek lejtős volta alapján. A lejtős izobar-felületeken képzeli HANN a levegőt lefolyónak mint a folyó sebességét az eséshől számítja ki. Igaz, hogy a folyóvíz felszíne körülbelül rendes viszonyok között izobar-felület a víznyomás tekintetében, mert a víz felszínén a nyomás mindenütt ugyanaz. Ne felejtjük el azonban, hogy a hasonlat csakis idáig tart, azon túl nem. A lejtős síkon lefutó víz felszíne nem lesz a lejtő síkjával párhuzamos sík, hanem a gyorsuló mozgás következtében parabolikus homorú felület.

A HANN-féle magyarázat igen népszerű és a gradiensek helyett egyszerűen a nehézségből számítani ki a létre jött szélesebességet a $v = \sqrt{2gh}$ képlettel, ahol h az izobarfelület két pontjának magasságkülönbsége, elég érdekes és könnyen érthető fogalmakat, de a cirkuláció mechanikai törvényeivel szemben téves fogalmakat nyújt. A barométeres nyomáskülönbségek folytán támadt mozgásokat nem szabad egyes részleteiben tanulmányozni, hanem mint dinamikai tolyamatot a maga egészében kell szemügyre venni, s akkor be fogjuk látni, hogy a mozgás éppen nem történik az izobar-felületek mentén, hanem azokkal éppen mindig szöget tartozik bezárni.

A $v = \sqrt{2gh}$ képletben a gradiens tulajdonképpen nem is szerepel, hanem az abszolút légnyomáskülönbség két hely között. Bármilyen távol van is e két hely egymástól, HANN képlete mindig ugyanazt a szélesebességet adja, tehát a szél sebessége — minden eddigi tapasztalt adatokkal homlokegyenest ellenkezőleg — nem a gradienstől, hanem az abszolút légnyomáskülönbségtől függne.

*) GULDBERG és MOHN erre vonatkozó képlete

$$V = G \cdot \frac{\mu \sin \alpha}{\rho \lambda}$$

ahol

V a szél sebessége másodpercenkénti méterekben.

G a gradiens mm.-ekben 111,000 méter távolságonként.

μ együttható, amely a légnyomásnak valódi erőmértékekre való átszámítására szolgál s ugyanazon nehézség mellett állandó = g. 0.00012237.

Még inkább fel kellett adni ezt az elméleti megközelítést akkor, amikor kitűnt, hogy ugyanazon gradiensnek az év különböző szakában, sőt különböző szélirányok mellett is különböző szélességre felel meg.

Valószínű, hogy a szél sebességének számítására nem elegendő egyedül a gradienst számításba venni az áramkör valamely pontján, hanem az egész áramkört — a munkamegmaradás és a kontinuitás elvének figyelembe vételével — kell tanulmányoznunk. Ehhez még a dolog komplikált voltánál fogva ninesen módszerünk.

*

A gradiensek által megindított légáramlás horizontális értelemben nem tartja meg a gradiensek által kiszabott irányt, hanem attól a Föld forgása miatt tér el.

Ez a törvény oly nagy fontosságu, hogy az eredeti gradiensek irányát az állandó szélrendszerekben alig lehet miatta felismerni. Tulajdonképen ugyanaz a tünemény ez, amely FOUCAULT ingakísérletében nyilvánul meg, amelyről tudjuk, hogy a Föld forgásának legkézzelfoghatóbb bizonyítéka.

A törvény legelső fogalmazását HADLEY adta meg,*) amely azonban csak nagyon későn ment át az általános tudományos térre, sőt még sokáig teljesen tévesnek tartották. Később pedig, amikor HADLEY fogalmazása nem bizonyult elégségesnek, akkor meg a természetvizsgálók mereven ragaszkodtak HADLEY fel fogásához s ez a törvény ma is így található majdnem minden tankönyvben.

Az egyenlítő egy pontjának valódi sebessége a Föld forgása következtében 465 m. másodpercenként nyugatról keletre. Az egyenlítőtől a pólusok felé a Föld felszínének pontjai mind

α a Föld forgása következtében történt irányváltozását fejezi ki a szélnek a gradienshez képest. Függ tehát a földrajzi szélességtől, a levegőnek a Föld felszínével való surlódásától.

ρ a levegő sűrűsége

$\lambda = 2 \omega \sin \varphi$, ahol ω a Föld forgásának szögsebessége, φ pedig a földrajzi szélesség.

Ugy látszik, hogy a képletben a surlódás nincs eléggé tekintetbe véve, mert a képlet a tengeren tett tapasztalatoknak jobban megfelel, tehát ott, ahol a surlódás kisebb, míg a szárazföldön a tapasztalt sebességeknek gyakran harmadfélseresét adja! (L. SPRUNG: Lehrbuch der Meteorologie. 119. stb. lap.)

*) G. HADLEY: Concerning the cause of the General Trade-Winds; Philosoph. Transact. XXXIX. 1735.

kisebb és kisebb sugarú körön mozognak a tengely körül. A φ földrajzi szélesség alatt fekvő pont körpályájának $r\varphi$ sugara, ha az egyenlítő sugarát r -nek nevezzük, lesz:

$$r\varphi = r \cos \varphi.$$

A φ földrajzi szélességű parallel kör kerülete tehát $2 \pi r \cos \varphi$ lesz, míg az egyenlítőé $2 \pi r$ volt. Már most, minthogy a φ növekedésével a $\cos \varphi$ folyton csökkenik, tehát a szélességi körök kerülete a pólus felé mind kisebb és kisebb lesz. A φ földrajzi szélesség alatt fekvő pont tehát egy 24 óra alatt sokkal rövidebb körpályát fut meg, mint az egyenlítő egy pontja. Így pl. ha $\varphi = 60^\circ$, akkor $\cos \varphi = 1/2$, tehát a 60° -os szélességi kör kerülete csak fele az egyenlítőének, tehát egy-egy pontjának a sebessége is csak fele lesz az egyenlítő egy pontjáénak, vagyis másodpercenként csak 232·5 m.

Ha már most valamely levegőtömeget, amely szintén részt vesz a Föld forgásában, az egyenlítőről egyszerre áttehetnénk a 60° szélességre, ott is megtartaná az egyenlítői sebességét, míg alatta a Föld felszíne csak fele olyan gyorsan mozogna. Így tehát ez a levegőtömeg ott másodpercenként 232 m. sebességgel mozogna a Föld felszínéhez képest nyugatról keletre. Ilyen sebességű szél nincs is!

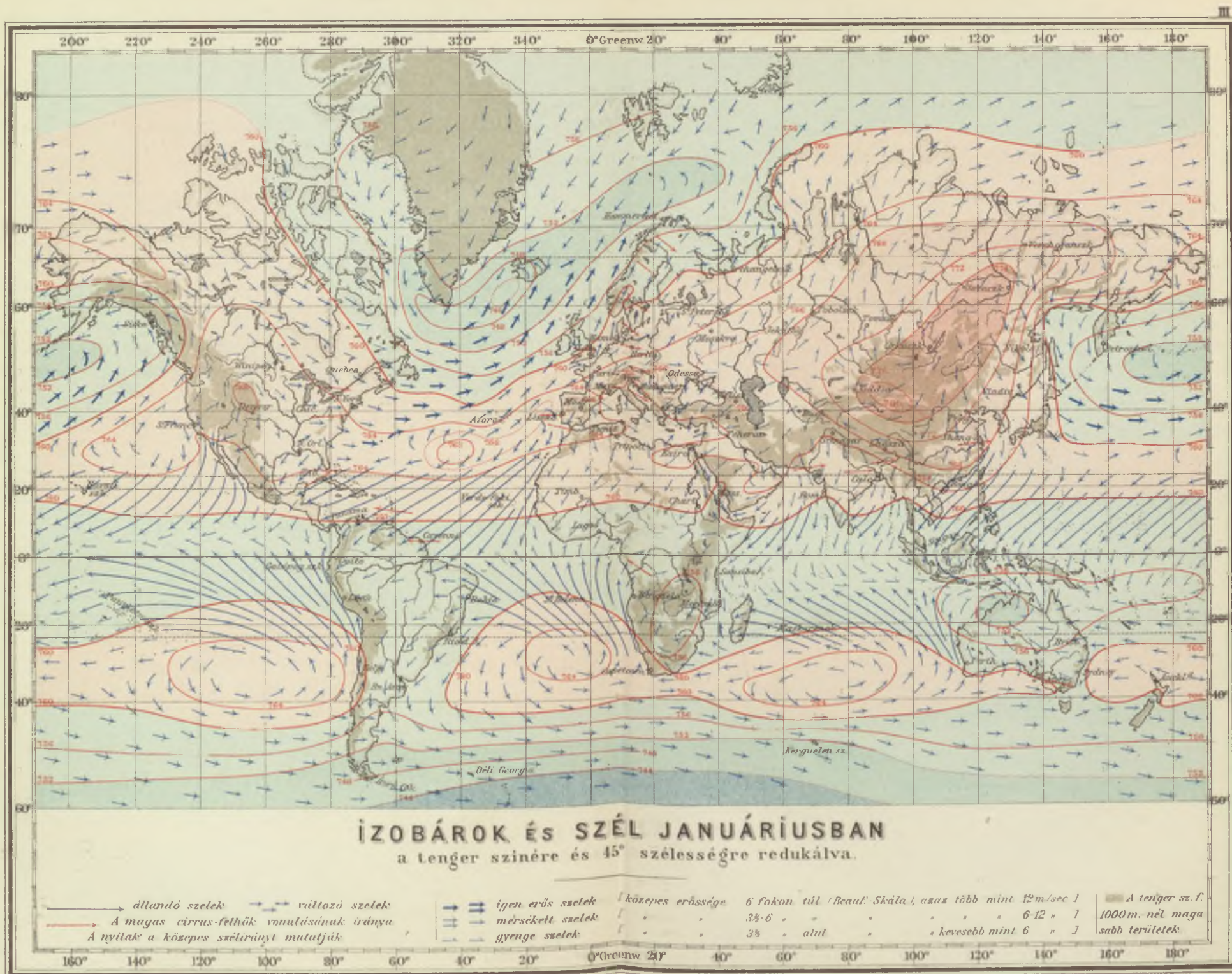
Viszont, ha a 60° szélességről egyszerre az egyenlítőre tehetnénk át egy tömeg levegőt, az ott csak eredeti 232 m/sec sebességével mozogna, tehát elmaradna a földfelszín mozgásához képest s mint keletről nyugatra tartó szél jelentkezne.

Ha már most légáramlat indul meg valamely meridián mentén az egyenlítőől a pólusok felé, az az áramlat nem maradna rajta a meridiánon, hanem elhagyva az egyenlítőt, mindig megtartva eredeti $W-E$ irányu sebességét, mind jobban és jobban kitérne jobb felé az éjszaki, és bal felé a déli féltekén.

Ez volt a törvény első fogalmazása, amelynek főhibája az volt, hogy kitérítést nem lehetett belőle magyarázni akkor, ha a légáramlás valamelyik parallel-kör mentén indult meg, pedig a tapasztalat azt mutatja, hogy az ilyen légáramlások is alá vannak vetve a kitérítés törvényének.

HADLEY magyarázatából hiányzik egy másik törvény, amelyet a centrifugális erők törvényeiből vezethetünk le; ezt a terület-

MTA KÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT

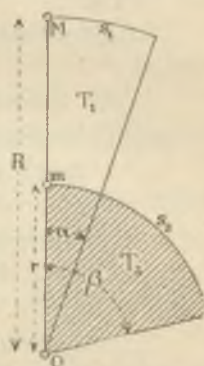


MTA KÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT

megtartás elvének nevezhetjük s époly fontos a csillagászatban is, mint KEPLER második törvénye.

A Föld tömegének minden pontja egyenlő szögsebességgel forog, vagyis pl. a Föld felszínének bármelyik pontjáról a tengelyre huzott merőleges vonal ugyanazon idő alatt ugyanazon szöggel fordul el, a Föld forgása következtében. Ha azonban a földfelszínen forgó pontot közelítjük a tengelyhez, tehát forgásának sugarát megrövidítjük, akkor annyival gyorsabban fog az illető pont forogni, amennyi szükséges hozzá, hogy forgássugara ugyanazon idő alatt megint ugyanakkora területet *síroljon*, mint az előbb.

Legyen a 43. ábrán $OM = R$ a Földdel együtt forgó pont eredeti távolsága a Föld tengelyétől. Az időegység alatt forogjon el ez a vezetősugár α szöggel s a sugár surolja a T_1 területet. Rövidítsük meg most az R sugarat r -ré, akkor az időegység alatt történt elfordulás nem α , hanem β szög lesz, amely akkora, hogy r által surolt T_2 terület egyenlő legyen T_1 -gyel.



43. ábra. A terület-tartás elve.

A két területet az ívekkel és sugarakkal fejezhetjük ki, mert hisz

$$T_1 = R^2 \alpha \frac{\pi}{360^\circ} \text{ és } T_2 = r^2 \beta \frac{\pi}{360^\circ}$$

A területtartóság elvénél fogva

$$T_1 = T_2 \text{ tehát}$$

$$R^2 \alpha = r^2 \beta.$$

Mintthogy azonban

$$R \alpha : r \beta = s_1 : s_2.$$

ezeket is betehetjük az egyenletbe, tehát

$$R s_1 = r s_2,$$

vagyis

$$R : r = s_2 : s_1.$$

Ha a t idő, amely alatt a sugarak az α , illetőleg β szögeket megfutották, csakugyan az időegység, akkor az s_1 és s_2 azonnal a sebesség mértékei. Az aránylatból tehát világos, hogy a körületi sebességek fordítva aránylanak a vezető sugár hosszához.

Ha tehát valamely pont az egyenlítőről pl. a 60° szélességre kerül, ott sebessége nem marad akkora, mint az egyenlítőn volt, t. i. 465 m/sec, hanem kétszer akkora lesz, mert a 60° szélességi kör sugara fele az egyenlítő sugarának. Sebessége tehát 930 m/sec lesz, míg a 60° szélességen a földszinti pontok csak 232 m/sec sebességgel mozognak, úgy, hogy az egyenlítőről jövő pont relativ sebessége, a földszinti pontokhoz képest $930 - 232 = 698$ m/sec lesz, míg Hadley elmélete szerint ez csak 232 m/sec lett volna.

Általánosságban tehát a mozgó levegőre a következő erők hatnak:

1. Az abszolút külső erők (a Föld tömegvonzása, a légnyomáskülönbségek folytán támadt erők és a surlódás).

2. A földforgás centrifugális ereje, azon a ponton, ahol az illető levegő eredetileg tartózkodott, amelynek mértéke $\omega^2 r \cos \varphi$, ha ω a földforgás szögsebessége, r a Föld sugara s φ a földrajzi szélesség. Ez az erő a Föld tengelyét merőlegesen metszi s kifelé irányul.

3. A kitérítő erő, amelynek mértéke $2 \omega v \sin \varphi$, ahol ω megint a szögsebesség, v az illető pont eredeti kerületi sebessége, φ a földrajzi szélesség. Ez az erő mindig merőleges a mozgó tömeg pályájára s független attól, hogy a mozgás eredetileg milyen irányú, tehát a parallelkörök mentén meginduló mozgásra is áll. *)

Ezen erők hatása alatt tehát minden légáramlás az éjszaki féltekén jobbkéz felé, a déli féltekén balkéz felé tér ki. Azonkívül a nyugatról jövő áramlások a földfelszínétől eltávolodni, a keletről jövők pedig a földfelszínére nyomódni törekeshetnek, tehát vertikális irányú kitérítést is szenvednek.

*

Az irányeltérítésen kívül még az áramlásban levő levegő fizikai tulajdonságainak megváltozását kell figyelemmel kísérnünk.

Ha a légáramlás teljes síkságon vonul végig, akkor is a vertikális irányú kitérülés elvénél fogva a keleties és a nyugatias szélirányok különböző magaviseletet fognak tanúsítani.

*) Mindezt pontos analitikai formában megtaláljuk: NILS ERNOLM értekezésében „Ueber die Einwirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation auf die Luftbewegung“; Met. Zeitschr. 1894. XI. kötet, 137. és 169. lap.

A nyugatias légáramlások felemelkedni, a keletiek alászállani törekszenek s már ennél fogva is a nyugatias légáramlatok nedvesebbek aránylag, mint a keletiek. Ez a kérdés azonban még egyáltalában nincs tisztázva.

Ha a síkon áramló levegő melegebb éghajlat alá kerül, ott mint hidegobb szél fog jelentkezni, míg ha hidegebb éghajlat alá jut, akkor mint meleg szelet vesszük észre. Amint azonban a szél nem síkon halad, hanem változó magasságú térszín felett, akkor már közlről sem ilyen egyszerűek a viszonyok. Fel-emelkedés közben a levegő száz méterenként egy-egy fokkal lehűl, tehát ha a hőmérséklet vertikális irányban stabilis elosz-lású, vagyis 100 m.-ként fölfelé kevesebb, mint egy-egy fokkal hidegobb a levegő, akkor a felemelkedő légáramlat mint hideg szél jelentkezik. Ha azonban az állapot neutrális, akkor a fel-szálló légáramlás hőmérséklete nem különbözik a környezetétől.

Viszont, ha a levegő valamely hegyoldalon alászáll, akkor minden 100 m. süllyedés után 1—1 fokkal felmelegszi, s ha a levegő hőmérsékletének vertikális elosztása stabilis, úgy az alászálló levegő nem talál útjában 100—100 m. süllyedés után 1—1 fokkal melegebb levegőt, hanem mindig melegebb lesz a környezeténél. Ezen a tüneményen alapszik az Alpok éjszaki (és néha déli lejtőjén is) jelentkező főn nevezetű szél.

A hegyeken keresztül járó szél tehát a hegy szélnek kitett oldalán felemelkedve lehűl s a másik oldalon alászállva fel-melegszi. A hegyek lejtőjén alásüllyedő szél felmelegedését főnszerű tüneménynek fogjuk nevezni s mint ilyenre fogunk hivatkozni.*)

Ha pl. a levegő hőmérsékletének vertikális eloszlása olyan, hogy a hőmérséklet felfelé 100 méterenként 0.6 fokkal csökken, a mi az Alpok éjszaki lejtőjén pl. egyáltalában nem ritkaság, akkor 2000 m. magasságban a levegő $20 \times 0.6 = 12$ fokkal hide-gebb, mint a völgy fenekén. Ha most a levegő kényszerül erről a 2000 m. magasságról alászállni, akkor a völgyfenéken már 20^o-kal lesz melegebb, mint volt a hegytetőn s így 8^o-kal melegebb a környezeténél. A Kárpátok közepes gerincez-

*) Csakis az alászálló szél felmelegedését szabad így neveznünk. Amint ugyanis az újabb időben bebizonyosodott, az Alpok éjszaki lejtőjén alászálló légáramlás, ha az nem is jött keresztül az Alpokon, akkor is meleg és főn-nek nevezett szelet okoz.

magassága Pozsonytól egész Erdély *SE* sarkáig körülbelül 1200 méter lehet. Ha a magyar medenczében a hőmérséklet vertikális eloszlása olyan, hogy felfelé 100 m.-ként 0.6° -kal hidegebbek a levegő rétegei, akkor a gerincz hőzepes magasságában a levegő hőmérséklete $12 \times 0.6 = 7.2^{\circ}$, s ha ez a levegő alászállni kénytelen, úgy a magyar medenczében hőmérséklete 12 fokkal lesz magasabb, mint a gerincezen volt, tehát $12 - 7.2 = 4.8^{\circ}$ -kal melegebb, mint a környezete.

A felemelkedésnek és alászállásnak azonban még egy fontos következménye van a levegő fizikai viszonyaira. A lehűlő levegő nedvessége megnő, mert hisz tudjuk, hogy a levegő nedvessége az abban foglalt páramennyiségtől és a levegő hőmérsékletétől függ. Bizonyos hőmérséklet mellett csak bizonyos mennyiségű párát képes a levegő elnyelve tartani, s ha a párával telített levegő lehül, akkor a pára harmat, dér, eső, vagy hó alakjában kicsapódik belőle. Ha tehát a levegő felemelkedés közben lehül, akkor megtörténhetik, hogy a pára kicsapódik belőle. Tanulni fogjuk, hogy a legsűrűbb esőzés a hegyeknek szél felé fordított oldalán képződik.

Az alászálló levegő viszont szárazabbá lesz, mert hőmérsékletének növekedése azt hozza magával, hogy most tetemesen több pára kellene hozzá, hogy eső képződjék.

A pára kicsapódása alkalmával azonban a párolgásra lekött meleg felszabadul s a levegő hőmérsékletét emeli. Ha tehát a hegyek lejtőjén fölemelkedő légáramlás elég nedves ahhoz, hogy felemelkedése közben belőle eső eredjen meg, akkor a hegy gerinczére felérve, nem hűl le annyira, mint azt az adiabatikus felszállás hozta volna magával, hanem 100 m.-ként körülbelül csak 0.5° -kal. Ha pl. Galícia felől légáramlat jönne, a melynek hőmérséklete a tenger színében $+ 20^{\circ}$ volna s annyi pára van benne, hogy már 600 m. magasságra való emelkedés után, tehát 6° -kal való lehülés után ez a pára elkezdene belőle kicsapódni, akkor a levegő hőmérséklete egész 600 méterig 100 méterenként 1° -kal hűlvén le, 600 m. magasságban hőmérséklete csak 14° volna. Ezentúl azonban 100 m.-ként csak 0.5° -kal hűl le, tehát a Kárpátoknak 1200 m. magasságban felvett gerinczén hőmérséklete csak $6 \times 0.5^{\circ}$ -kal, tehát csak 3° -kal volna hidegebb, mint 600 m. magasságban. A gerincezen tehát temperaturája most 11° . A gerincezen túl alászáll a légáramlás és

pedig most megszűnik a párakicsapódás, sőt a felhőkben kicsapódott párat ismét elnyeli a levegő, a mi akadályozza annak felmelegedését, de ez elenyésző csekélység s egyelőre figyelmen kívül hagyhatjuk. A gerinczen 11° hőmérsékletű levegő, mire leszáll a magyar Alföld 100 m. t. sz. feletti magasságú síkjára 11° -kal fel fog melegedni, hőmérséklete tehát $+ 22^{\circ}$ lesz, vagyis melegebb, mint kinn a tenger színén volt! De különösen szembe fog tűnni, hogy nedvessége most mennyire megcsökkent. Kinn, a hegylánczon kívül leejtette párájának legnagyobb részét, most pedig még amelletts hőmérséklete is emelkedett! Innen ered az az általánosan ismert tünet, hogy a medenczék szárazabbak, mint a környező területek. Pontosabb számításokat akkor tehetünk, ha a levegő páratartalmáról és nedvességéről, a párolgáshoz szükséges hőről behatóbban beszéltünk.

Összefoglalva az eddig mondottakat, látjuk, hogy:

1. A szelet a légnyomáskülömbőség indítja meg a gradiensek irányában, a gradiensek nagyságával arányos sebességgel, de mindig zárt, czirkuláló pályán.

2. A megindult légáramlást a gradiensek irányától eltéríti a Föld forgása és pedig az éjszaki féltekén jobb kéz felé, a déli féltekén bal kéz felé. A kitérítés nagyságára a szél kezdőirányának azimutja semmi befolyással sincs.

3. A légáramlás útközből fizikai tulajdonságait megváltoztatja és pedig emelkedés közben lehűl, alászállás közben felmelegedik. Páratartalma útközből szintén tetemesen megváltozhatnak: tengerek feletti útjában megtelhetik párával, hegyeken keresztül való hatolása közben páráját elvesztheti.

Egyéb fontos megjegyezni valónk még:

a) A czirkuláló mozgás horizontális irányú részei annyira dominálnak, hogy még a leghevesebb horizontális irányú orkánnak is csak alig mérhető sebességű felszállás felel meg.

b) A mechanikai törvényekkel számított kitérítések s általában a Föld forgása miatt olyan sebességek származnak elméletileg, a melyek különféle ellenállások miatt létre nem jöhetnek, de eléggé megérthetővé teszik ezeknek a törvényeknek túlnyomó fontosságát.

c) A hegyek a szeleket nem tartóztatják fel, hanem csak az áramló levegő fizikai sajátságait változtatják meg. Csak

nagyon meredek sziklafalak árnyékában keletkezhet szélesed. de ez is nagyon kis területre szorítkozik.*)

V. FEJEZET.

Az állandó szélrendszerek.

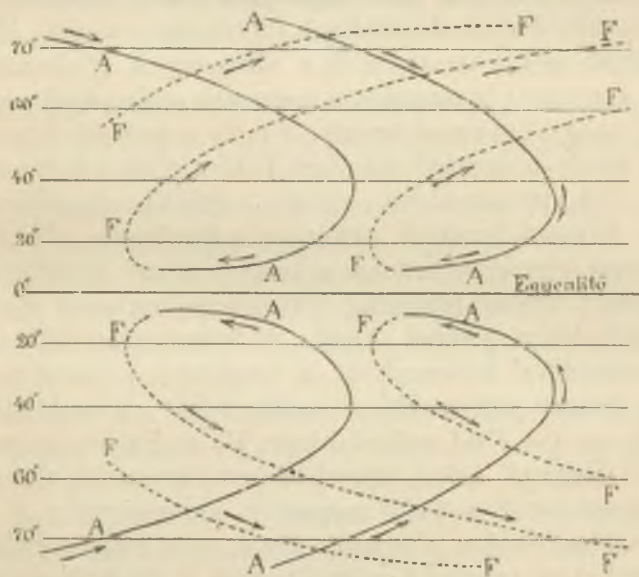
A Föld felszínének egyenetlen felmelegedése következtében keletkeznek a czirkuláló légáramlások. A legnagyobb egyenletlenséget a földfelszín felmelegedésében az évi közepes izotermák mutatják, amely szerint a termikus egyenlítőnél úgy éjszaka, mint dél felé a hőmérséklet általában fogy. A forró-égővi felmelegedés következménye, hogy a forró-égőv felett a magasban a levegő megindul s szétáramlik a pólusok felé; a szétáramlás miatt a forró égőv alatt a Föld színén megeszkkenik a légnyomás és így a Föld színén a pólusoktól az egyenlítő felé tartó légáramlás keletkezik.

Ez az a nagyszabású czirkuláció, amely az egész földi légkör összes áramlásait elhatároló módon igazgatja.

Az egyenlítő felett a magasból a sarkok felé irányuló szétáramlás a Föld forgása miatt kelet felé eltér, még pedig oly nagy mértékben, hogy a 30—40 fok földrajzi szélesség körül az áramlás iránya már majdnem teljesen nyugatról keletre tart. Ennek különös következménye van. Tudjuk ugyanis, hogy ott, ahonnan a magasban eláramlott a levegő, ott a légnyomás megeszkkenik, ott pedig, a hova a levegő a magasban oda tódult, ott megnő a légnyomás. Miután az egyenlítőről induló magas

*) Népszerű földrajzi íróink kedvencz frázisa arról beszélni, hogy mily szerencsés fekvésű hazánk: köröskörül hegyek szegélyezik, s ezek feltartóztatják a szeleket. A hazánkat határoló hegyek közepes gerincmagasságát, a mint mondtuk, legalább éjszokról és kelet felől 1200 m.-nek vehetjük fel egyszerű durva orometriaí számítás alapján. A jelentékenyebb légáramlások pedig ennél bizonyára 4-szer, 5-ször magasabb légrétegre terjednek. A hegyek magassága azonkívül elenyésző csekély azoknak horizontális kiterjedéséhez képest, pl. az éjszakeleti Kárpátok szélességét 120 km.-nek vehetjük fel s ha így keresztmetszetet akarnánk róla természetes nagyságban rajzolni és pedig úgy, hogy gerince 1/2 cm.-nek tűnjék fel a rajzon, akkor a rajz hossza 1/2 m. volna, tehát a lejtőséget szabad szemmel alig vennők észre. De amellett a feltartóztatás elméletileg is lehetetlen, mert a czirkulációnak be kell fejezve lennie. A tapasztalat éppen az ellenkezőre vall: a szelek sokkal rosszabb természetűek, ha hegyen jöttek át (főn, bora, kossava stb.) Annýira nem előnyös, éppen a szelek járása tekintetében az, hogy hegyek veszik körül a magyar medenczét, hogy ennek köszönhetjük Alföldünk pusztai klímáját, s a hegykoszorú védelme mellett is hatalmas erősségű szelek dúlnak rajta.

légáramlás egészen nyugativá vált a 30° – 40° szélesség alatt, úgy tekinthetjük, mintha csak idáig áramlott volna, mert hisz a nyugatról keletre való áramlás nem egyenlítheti ki a meridiánok mentében irányuló gradiensek törekvését. Eszerint a 30 – 40° körül a ezirkuláció tulajdonképen befejeződik; a nagy kitérülés folytán a levegő nem képes jobban éjszakra hatolni, a 30 – 40° szélesség alatt erősen megnövekedik a légnyomás s innen indul ki a Föld felszínén a visszatérő áramlás az egyenlítő felé, amelyet azonban a Föld forgása ismét kitérít útjából s a visszatérő áramlás az egyenlítőn már határozott keleti



44. ábra. A levegőrészecskék pályája a nagy földi ezirkulációban.

széllé lesz, csakhogy meg is szűnik horizontális értelemben mozogni és felszáll.

A 44. ábra legyen a Föld Mercator-féle vetületű térképe. A vonalak a légáramlatokat jelentsék, legyen minden hurokszerű vonal egy-egy légtömeg pályája. A vonal teljesen kihuzott része a földszinti, a pontozva kihuzott része a magasban tett utakat jelezze. A magasabb szélességeknél nyugatról jövő légáramlat a földszinten lassanként délnek tart, a 40° szélességtől délre határozottan délnek fordul, majd hirtelen egészen dél-nyugatnak s így mint éjszak-keleti szél közeledik az egyen-

lítőhöz, ahol felszáll s a magasban folytatja visszatérő útját, mint délnyugati szél, amely a 40° . szélességen túl egészen nyugatias irányúvá lesz.

A 40° .-tól éjszakra tehát úgy a felső, mint az alsó légáramlatok nyugati irányuak, csak hogy míg a felső légáramlat elnyúlt spirális módjára közeledik a pólushoz, addig az alsó légáramlat ugyanilyen módon az egyenlítő felé hatol. Hogy ezt a két légáramlást nem könnyű a magasabb szélességek alatt egymástól megkülönböztetni, azt más okokból származó zavaró körülmények teszik. Annyi bizonyos, hogy úgy az éjszaki, mint a déli féltekén a 40° . szélességen túl a nyugati szelek egészen túlnyomóan dominálnak, különösen a déli féltekén, ahol kontinensek nem zavarják a tűnemények lefolyását.

Ez a nyugati légáramlás a magasabb szélességek alatt nem más, mint egy hatalmas örvény, a mely a pólusok körül képződik s amely a centrífugális erő hatása alatt keletkezett.

Ha egy henger-alaku edényt vertikális tengelye körül gyorsan forgatni kezdünk, akkor az edényben a víz felülete nem marad vízszintes, hanem a tengely körül bemélyed s a víz az edény falainál felduzzad. Tökéletesen ugyanez a jelenség következik be a pólusok körül. A hőmérséklet-különbségek miatt megindított légáramlások a magasabb szélességek alatt egészen nyugati irányuakká lesznek, tehát gyorsabban forgó tömegek, mint a Föld szilárd kérge. Ha a Földet gyorsabban kezdenők forgatni, akkor nagyobbá lenne annak lapultsága. Így jár a levegő-burok a Föld magasabb szélességein: A levegő itt gyorsabban kering a tengely körül, mint maga a Föld, tehát a levegő határa lapultabb szferoid, mint a Föld felszíne.

Ez a megeczáfolhatatlan, kétségsbevonhatatlan törvény okozza azt, hogy a pólusokon aránylag alacsony a légnyomás.

Röviden összefoglalva: az egyenlítőről az erős felmelegedés üzi el a levegőt, a pólusoktól az erős örvénylés, tehát a legnagyobb levegőfelhalmozódás ott lesz, ahol ez a két hatás egymást megszünteti. Ez pedig körülbelül a 35° szélességen van, ahol tudjuk, hogy a legmagasabb légnyomások zónája húzódik végig.

Már a légnyomás elhelyezkedésének ismertetése megmutatta, hogy a kontinensek mennyire megzavarják a tűnemény szabályosságát. Méginkább érezhető azonban ez a megzavarás

a szél rendes keringésében. A kontinensek felett nyáron alacsony, télen magas a légnyomás, a felmelegedés és kihűlés szabályos váltakozása folytán s így az egyenlítő és a pólusok közt létező szabályos légáramlás-rendszer periodusos zavarodást szenved. Ezek közül a megzavarások közül legfontosabb a monzun szél-rendszer, amely Ázsia speciális rendszere s amelylyel érdemes lesz majd külön foglalkoznunk.

Az általános nagy légáramlás-rendszer egyes részeiről a következő tapasztalataink vannak:*)

1. Közvetlenül az egyenlítő felett, ahol a két félteke passzát-rendszere érintkezik, tapasztalás szerint még igen nagy magasságokban is keleti szél fúj állandóan. A Krakatoa kitörése alkalmával a levegőbe került finom anyag elterjedése mutatta, hogy ennek a szélnek a sebessége nagy magasságokban még 40 m.-t is elérhet. A Föld felszínének közelében a szél nem erős. A keleti irányú áramlással felemelkedés is jár s emmiatt oly nagyon esős ez a legbelső zóna. Hogy ez nem vándorol a termikus ekvátorral télen és nyáron együtt, annak az oka, hogy nagyobb magasságokban az izotermák nem mozdulnak el az évszakokkal olyan nagy mértékben. Magasabb régiókban a legnagyobb felmelegedés helye általában közel jár az egyenlítőhöz, pedig épen ez a fontos az izobar-felületek felemelkedésére s a szétáramlás megindítására. Évszakonként némi eltolódás azonban mindig érezhető s ez a nyugalmas, szélesesded, esőben dús zóna állandóan az egyenlítő éjszaki oldalán húzódik. Különösen ki van fejlődve az oceánok felett (az Indiai oceán felett az ázsiai monzun miatt csak télen), de a kontinensek felett is mutatkozik.

*) Az egyenlítő és a pólus közti szabályos czirkuláció elméletét csak lassan sikerült a mai tökéletes formájába hozni. Különösen nagy érdeme FERREL-nek, hogy a régi elmélet hiányát, t. i. a cenzentrifugális erő hatását figyelembe vette. (The winds and the currents of the ocean. Nashville Journal of Medicine and Surgery. 1856.) Első értekezései nagyon rossz helyen jelentek meg s csak később juthatott köztudomásra a fontos elmélet. Utána még J. THOMSON (Grand currents of atmospheric circulation; Brit. Association Meeting. 1857.), később SIMMENS W. v. (Über die Erhaltung der Kraft im Luftmeere der Erde. Sitzungsber. d. Berliner Akad. 1886. XIII.), SLPAN (Statistik der unteren Luftströmungen. Leipzig. 1881. stb.), SPRLNG (Lehrbuch der Meteorologie), ECKHLM., OBERBRCK (Ueber die Bewegungs-erscheinungen der Atmosphäre. Met. Zeitschr. 1888. XXIII. k. 305. lap.), MÖLLER, TRUSSIERNC DE BORT stb., stb. foglalkoztak a kérdéssel s tisztázták azt mai alakjára.

2. A passzát szelek, amelyek úgy az éjszaki, mint a déli szélesség 30—35. fokától az előbbi szélesendes zónáig tartanak. az éjszaki féltekén éjszakkéleti, a délin délkeleti, állandó, erős szelek. A passzátok állandósága már a legrégebb hajósokat is meglepte s csakugyan, alig ismerünk a meteorológiában állandóbb tünetényt.

Egészen szabályosan csak a nyílt oczeánokon találjuk, a kontinenseken sokféle módosulást szenvednek. Az oczeánok közül: az Atlanti oczeánon szélesebb a passzátszelek zónája, mint a Csendes oczeánon, ammellett mindegyiken a kontinensek nyugati partjainak közelében messzebből kezdődik a légáramlás, mint a keleti partok közelében, ahol a passzát-zóna megkeskenyedik s a szél inkább egészen keleti irányúvá lesz. Miután a szélesendes öv állandóan az éjszaki féltekén van, itt-ott, különösen nyáron a déli félteke passzátja átfog az éjszaki féltekére. Amint azonban átlép az egyenlítőn, azonnal megváltoztatja irányát s azonnal éjszakké, sőt némileg éjszakkéletnek is fordul a Föld forgásának elmaradhatatlan kitérítése következtében (l. III. tábla.). A passzátok télen általában erősebbek, mint nyáron, mert télen nagyobb a különbség az egyenlítő és a magasabb szélességek hőmérséklete között, különösen az éjszaki féltekén. Ekkor a szubtrópikusok nagy légnyomású zónái is határozottabban fejlődtek ki.

Az Indiai oczeánban a déli félteke passzát-rendszere minden zavarás nélkül télen-nyáron tart. Az éjszaki féltekén azonban csak télen találunk itt éjszakkéleties szeleket, míg nyáron a szél megfordítva, délnyugatról északkelet felé tart. Mind a két évszak szele tulajdonképpen nem passzát, hanem ázsiai monzun. Ausztráliának is van kis monzun-rendszere, amely különösen a déli félteke nyarán, tehát januáriusban egész környékén szétzavarja a passzát rendszerét.

3. A passzátok felett a magasban az éjszaki féltekén délnyugati, a déli féltekén északnyugati szél fúj. Ezt már régen észrevették a magasban úszó felhők vonulásán. A legmagasabban úszó, ugynevezett cirrus-felhők állandóan nyugatról kelet felé mozognak a passzátöv pólusi határai felé. Nem kell azonban ilyen magasra emelkednünk. Az oczeánokból kiemelkedő magas szigethegyek csúcsán néhány ezer m. magasságban is érezhető már az erős nyugati áramlás. LEOPOLD v. BUCH klasszikusan

írja le a Teneriffa-csúcs (3720 m.) erős nyugati szelét, míg a hegy lábánál az északkeleti passzát érezhető.*) Még határozottabb a jelenség a 4170 m. magas Mauna Loa és Mauna Kea csúcsokon, a Havaii szigetek legmagasabb kiemelkedésén.**)

Itt már 3000, sőt 2500 m. magasságban megszűnik a passzát, bármilyen erős is a tenger színében s ezenfelül aztán majdnem teljes szélesend következik, majd 3600 m.-től kezdve nyugati szél uralkodik állandóan, télen-nyáron. Ez a sziget is már a passzátöv éjszaki határán van, ahol a magas áramlás már úgyszólván teljesen nyugatra fordult. Amíg az alsó passzát-szél ködbe és felhőbe borítja a hegy alsó részét, addig a hegyesűcsok pompás tiszta levegőt élveznek.

4. A passzátzónáktól a pólusok felé a nyugati szelek a túlnyomóan uralkodóak, még pedig úgy a Föld felszínén, mint az eddig elért legnagyobb magasságokban. Csakhogy a nyugati szeleknek ezt a szabályosságát a kontinensek nagyon megzavarják. A déli féltekén, ahol a nyugati szelek övében már egyáltalában nincs kontinens, oly szabályosak a szelek, hogy a passzátokkal lehet összehasonlítani a nyugati szeleknek ezt a rendszerét. Ez is tulajdonképen a típus, ilyen volna az éjszaki félteke széljárása is, ha a kontinensek a rendet meg nem bontanák. A kontinensek miatt azonban az oczeánok éjszaki részeiben hatalmas depressziók keletkeznek, amelyek a nyugatról keletre áramló szeleket örvénylő mozgásra kényszerítik. Az Atlanti oczeán éjszaki részén támadó depresszió különösen januáriusban olyan hatalmasan kifejlődik, hogy miatta a szél nyugati áramirányát alig lehet kivenni. Az örvénylő szélmozgás egyszerű megtekintése is mutatja azonban, hogy annak déli részén, a délnyugati szelek által borított terület is, meg ezeknek a szeleknek az erőssége is tetemesen felülmúlja a depresszió éjszaknyugati oldalán fuvó éjszakkeleti szeleket. Az örvényen átvergődő nyugati szélnek tehát sikerül mégis tetemes légtömeget keresztülvinni annak déli oldalán s elárasztani vele Európát, ahol már a nyugati szelek egész határozottan túlnyomóak. Egészen hasonló a Csendes-tenger éjszaki részén

*) L. v. Buch: Bemerkungen über das Clima der Canarischen Inseln; L. v. Buch's gesammelte Schriften III. B. 284. lap.

**) Dutton: Hawaiian Volcanoes (U. S. Geological Survey Annual Report 1883.).

levő örvény is, amelynek szintén a déli oldalán fuvó délnyugati szelek tetemesen nagyobb munka mennyiségűek, mint az éjszaki-keleti szelek annak éjszaki peremén.

A nyugati szelek uralma alatt álló terület a két mérsékelt égöv alatt nem nagyobb a passzátok által elfoglalt területnél, csak a Mercator-féle térképeken tűnik ez tetemesen nagyobbnak fel, mint pl. a mi III. és IV. táblánkon is. A pólusok körül egy-egy kalottán úgy látszik nem nyugati szelek az uralkodók, de ezt még nem ismerjük eléggé. Valószínű, hogy az éjszaki pólus az ő tagozott kontinens-nyulványaival más jellegű, mint a déli sarkvidék.

A felhőmegfigyelések számtalan bizonyítékot szolgáltatnak aziránt, hogy minél magasabbra megyünk, annál határozottabb uralomra jutnak a nyugati szelek. Amint HANN kimutatta*) a felhőmegfigyelések nem nyújtanak elég biztosságot a szelek uralmának kimutatására. A teljesen borult és teljesen derült napok ugyanis a felhőmegfigyeléseket megszakítják s ezzel a széladatokat csak bizonyos időtípusokra adják meg. Lehet, hogy a borulás és a teljesen derült ég éppen más irányú szelek alkalmával állanak elő s így ezek a megfigyelések sorozatából kimaradnak. Sokkal biztosabb a magas hegyi állomások állandó észleletsorozata. Már az Eiffel tornyon is állandó a nyugatias (WNW) szélirány, még inkább állandó a Sonnblicken, a Säntisen és a Pikes Peaken.

Hazánkban a felhőmegfigyelések a magasabb régiók túlságosan uralkodó nyugati áramlásait bizonyítják. Így Ó-Gyallán 1898-ban az észlelések perezentjei szerint a következőleg oszlottak meg a szelek.**)

Nyugatias irányúak (XNW, NW, WNW, W, WSW, SW, SSW)	43·60/o
Keleties irányúak (NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE)	12·70/o
Tisztán éjszaki.	6·30/o
Tisztán déli.	8·20/o
Ismeretlen és derült	29·20/o
	<hr/> 100·00/o

*) Met. Zeitschr. 1896. XIII. k. 249. oldal.

**) KARVÁZS: Felhőmegfigyelések Ó-Gyallán 1898-ban. A m. kir. Met. és Földm. Intézet Hiv. Kiadványai 1900. II. kötet. Hegyfokj Kabos fennebb idézett munkái ugyanezt bizonyítják.

A nyugatias irányú felhővonulások tehát tetemesen túlnyomóak. A leggyakoribb felhővonulás (13·2%) a *NW* irányú. A földszinten sokkal kevésbé uralkodnak a nyugatias szelek, mint a magasban, de azért uralmuk itt is kétségtelen, noha hazánk különös fekvésénél fogva az éjszaki szélirány is domináló.

HEGYFOKY szerint Turkevén, a nagy Alföld közepén a légáramlások közül uralkodók:

A földszinten	NE
Az alsó felhők régiójában	W
A közepes felhők régiójában	SW
A felső felhők között	W

Ha azonban a két főirány szerint perczentekben számítjuk ki a szelek gyakoriságát, akkor a következő perczentjeit kapjuk a megfigyelések számának (keleties irányuaknak a *NE*, *E*, *SE*, szeleket, nyugatiasaknak a *NW*, *W*, *SW* szeleket vettem):

	Keleties szelek	Nyugatias szelek
Földszinten	27·2%	29·8%
Alsó felhők	14·6%	55·3%
Középső felhők	9·8%	56·5%
Felső felhők	9·0%	54·6%

A többi perczent főleg a szélesendes, vagy teljesen derült napokra jut s egy részük a tisztán éjszaki és tisztán déli szelekre (L. HEGYFOKY, Math. és Termtud. Értesítő, XIV. k. 183. lap).

Még inkább feltűnik a nyugati szél dominálása nyáron, így pl. Ó-Gyallán júliusban (1898).

Nyugatias irányúak (mint fenn)...	71·2%
Keleties irányúak (mint fenn) ...	2·4%
Tisztán éjszaki ...	6·0%
Tisztán déli ...	2·4%
Ismeretlen és derült ...	18·0%
Összesen	100·0%

Ekkor az ázsiai monzun segíti elő a nyugatias szélirányok megerősödését (l. 146. lap).

Az általános tapasztalat végül még azt is látszik bizonyítani, hogy a Föld felszínéhez közel a levegő áramlásának a pólus

felé irányuló törekvése van, míg a magasabb régiókban a nyugatias irány mellett az egyenlítő felé való törekvés látszik meg, mert ezeknek a szeleknek mindig van kis éjszokról dél felé irányuló komponense. A legmagasabb régiókban viszont ismét van a szélnek a pólusok felé tartó komponense. A középső régió tehát az igazi visszatérő áramlás, míg a Föld felszínéhez közel fekvő levegőrétegeknek az elmélettől való eltérése valószínűleg csak látszólagos, mert a levegő örvénylése itt a legnagyobb. Semmi esetre sem vehetjük azonban ezt a hármas rétegelhelyezkedést bizonyosságnak.

5. Itt a helye megjegyeznünk, hogy az évszakok váltakozásával a Föld felszínén nagy légtömegáthelyezések történnek. Ahol a nyár és tél közepes légnyomása között nagy az ingadozás, azon a helyen nyáron alacsony légnyomás idején sokkal kevesebb levegő van, mint télen, nagy légnyomás mellett. Amíg a déli féltekén a légnyomás általános elhelyezkedése az évszakokkal alig változik, az éjszaki féltekén a tél és nyár közepes légnyomása között tetemes különbség van. Télen tehát egy jó csomó levegőnek kell az éjszaki féltekére jutnia, míg nyáron ugyanaz visszavándorol. Ez azonban kisebb hatású. Sokkal nagyobb hatású az a tömegáthelyezkedés, amely az évszakok váltakozásával a nyugati és keleti félgömb között van. Télen az oceáni féltekéről a kontinentálisra, nyáron viszont a kontinentális féltekéről az oceáni féltekére vándorol át hatalmas légtömeg. Ennek hatását számította R. SPITALER *) s arra következtet, hogy ez a tömegáthelyezkedés elegendő a megfigyelt apró sarkmagasság-változásoknak előidézésére.

VI. FEJEZET.

A periodusos szelek.

A periodusos szeleknek két főcsoportját különböztetjük meg, úgy mint az évi és a napi periodussal járó szélrendszereket. Az egyéves periodusú szeleket általában monzunoknak nevezzük, a napos periodusúak közé tartoznak: a tengerparti szelek és a

*) Dr. R. SPITALER: Die periodischen Luftmassenverschiebungen und ihr Einfluss auf die Lagenänderungen der Erdachse; Petermann's Mitth. Ergänzungsheft Nr. 137.

völgyi-hegyi szelek. Mindegyiket az egyenetlen felmelegedés okozza és így teljes czirkulációk, amelyeknek keletkezése azonos a nagy földi légáramkör keletkezésével. A felmelegedésnek is van évi és napi periodusa: ezzel együtt jár ezeknek a szeleknek a jelentkezése is.

1. *A monzun szélrendszer.* A kontinensek periodusos felmelegedése nem a forró égöv alatt, hanem a mérsékelt égöv alatt a leghatározottabb. Afrika legnagyobb részén a tél és nyár között nincs, vagy csak igen jelentéktelen a hőmérsékletkülönbség, sőt a kontinens éjszaki és déli felének periodusos hőmérsékletjárása épen ellenkező is, de egyik helyen sem igen nagy, amint azt az évi ingadozás térképei mutatják. Dél-Amerika legtestesebb része szintén az egyenlítő vidékére esik, ahol csekély az évi ingadozás. Éjszak-Amerikában már tetemes a tél és nyár hőmérséklete közötti különbség, meg is találjuk a monzunszerű jelenségeket.

Még tetemesebb a hőmérséklet ingadozása Ausztráliában, ahol jól kifejlődik a monzun, de egyiket sem lehet ebben a tekintetben Ázsiához hasonlítani, ahol a legnagyobb hőmérséklet- és légnyomás-ingadozást találjuk az egész Föld hátán.

Nyáron Ázsia felett az izobarfelületek a magasban felduzzadnak s megindul a légáramlás a cirrusfelhők régiójában a kontinens fölött kifelé, az oceánok felé. Emiatt megesőkkenik a légnyomás az izzón forró puszták, a kietlen és kopár magas földek felett. A szétáramlott levegőtömeg megnöveli a környezet légnyomását s a földszinten hatalmas szél támad a kontinens felé.

Télen megfordul a dolog. Az erős lehűlés folytán behorpadnak az izobarfelületek Ázsia felett, a magasban megindul a levegő befelé való áramlása, amely a földszinten hatalmasra növeli Ázsiában a légnyomást, míg a felső beáramlás következtében a környezet földfelszíni légnyomása tetemesen megeszappan; gradiens és ezzel szél indul tehát ki a kontinens belsejéből a környező oceánok felé.

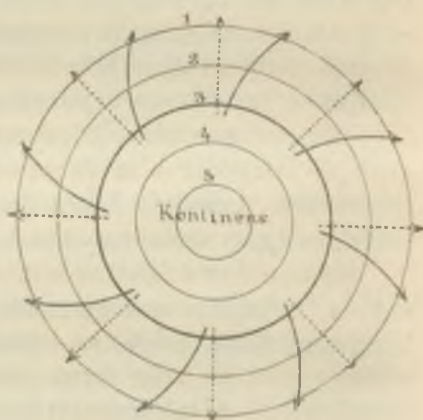
A légáramlás azonban a Föld forgása következtében eltérül irányából s minthogy Ázsia egészen az éjszaki féltekén fekszik, az eltérés mindenütt jobbkéz felé tart. A 45. és 46. ábra mutatja ezeket a viszonyokat. A vékonyan kihuzott körök az izobarokat, a vastagon kihuzott a kontinens határát jelentse. A pontozottan

kihuzott nyilak a gradienseket, a teljesen kihuzottak a szél-irányokat jelzik. Nyáron a 45. ábra az alsó térszín dinamikai állapotát jelzi, a 46. ábra pedig a cirrusok magasságának állapotát. Télen tökéletesen ugyanez a helyzet — megfordítva; a 46. ábra van alul, a 45 felül.

A Föld felszínén — eltekintve a kontinens tagozottsága folytán származott csekély eltérésektől — majdnem teljesen szabályosan létesülnek ezek a körülmények, amint azt III. és IV. táblánk mutatja. A magasban azonban az éjszaki félteke állandó nyugati áramlása módosítja némileg ezt a dolgot. A levegő mozgásának Ázsia felett a cirrusok légrétegében két indító oka van: egyik a monzun, a másik a mérsékelt égövek



45. ábra. A nyári monzun szélrendszere a Föld felszínén.



46. ábra. A téli monzun szélrendszere a Föld felszínén.

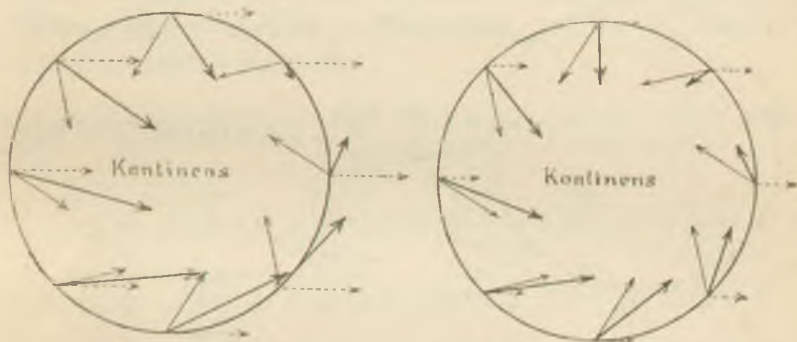
nyugati áramlása. Ha valamely tömegre két különböző irányú mozgatóerő hat, akkor a tömeg a két mozgás eredőjének irányában fog haladni.

A 47. és 48. ábrában a befelé és a kifelé áramló szélrendszereknek egy állandó nyugati széllel való összetételét tüntettem fel még pedig külön-külön a magasban és a földszinten történő áramlásokat. A földszinten ugyanis sokkal gyengébb a nyugati szél, mint a magasban, nem volna tehát helyes a kettőre ugyanolyan nyugati összetevőt felvenni. Nyáron a 47. ábra *b* rajza van a földszinten. Ilyenkor a nyugati áramlások a kontinens nyugati oldalán igen erősek, a keleti oldalon majdnem párhuzamosakká lettek a kontinens partjaival. A déli oldalon a

kontinens felé irányulnak ugyan, de nagyon ki vannak térítve. Éjszakkéletemen úgyszólván teljesen megszűnik minden légáramlás, mert a kettő egymás ellen fordul.

Ugyancsak nyáron a felső áramlásrendszer a 48. ábra *a* rajza mutatja. A kontinens délnyugati oldala felől egészen megváltozott az elméleti monzun képe, alig van légáramlás, ami van is, nem igen irányulhat kifelé (attól függ, hogy melyik erő nagyobb: a monzun gradiense, vagy a nagy földkörüli ezirkulációt megindító erő-e?) A keleti partokon azonban hatalmasan kifelé áramlik a levegő, sokkal meredekebb a kontinens partjaira, mint azt egyedül a monzun kívánná.

Télen a 48. *b* ábrában látható szélrendszerek vannak alul, míg a 47. *a* ábra szélrendszerei felül.



a) A téli monzun felső légáramlata. *b)* A nyári monzun alsó légáramlata.

47. ábra. A befelé tartó monzunok összetétele nyugati légáramlattal.

Tulajdonképpen még komplikáltabb valamivel a dolog, mert Ázsia déli részén már nem a nyugatias, hanem a passzát rendszerű szelek övében vagyunk, tehát ott a nyugati széliránnyal való összetétel nem fog a tapasztalatokkal megegyező elméleti eredményeket szolgáltatni. Ne fűzzük azonban tovább az elméletet, hanem nézzük, hogy a tapasztalat miként igazolja az eddigieket.

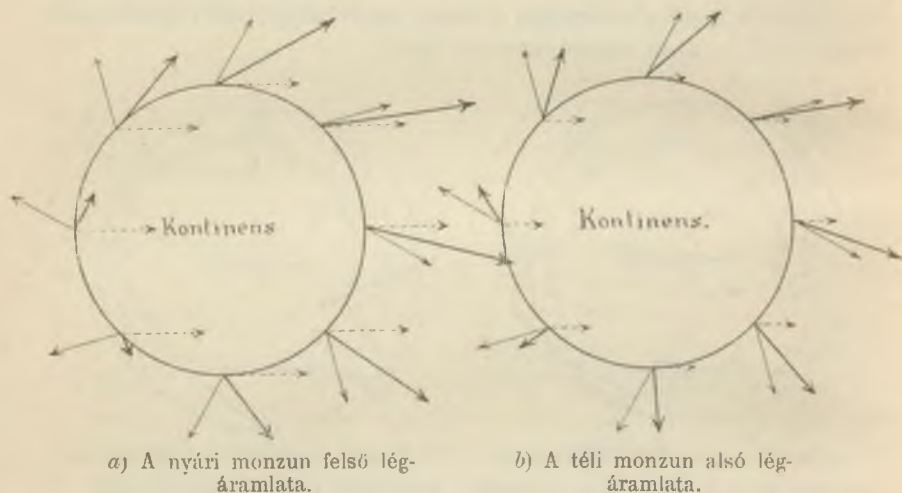
Indiában januáriusban, általában télen erős és állandó éjszakkéleti szél fúj, amelynek iránya az Indiai oceán északi részén összeesik a passzát irányával. Itt a rendes körülmények között a passzát szél volna az uralkodó s így a téli monzun iránya ezzel összeesik. India északi részein, éjszakra a ráktérítőtől,

megváltozott szélirányt találunk, t. i. ott a monzunhoz már a nyugati állandó szél is csatlakozik s ott a szél iránya *NW* lesz.

A dél-kinai tengerben télen a rendes passzát uralkodik.

Nyáron Indiában és az Indiai oczeán északi részén *SW* szelek uralkodnak, még pedig az Arab-öbölben találjuk ennek az évszaknak az egész Föld kerekiségén található legerősebb állandó szelét. Ez a szél India felett egészen nyugatiassá fordul.

Igen érdekesen írják le India ismerői a délnyugati, nyári monzun szelek kitörését (*bursting of the monsoon*). Már előzőleg, India háromszögalaku félszigetének lokális erős felmelegedése kelt egy kis monzunrendszert, amely zivatarokban, tengerről



48. ábra. A kifelé tartó monzunok összetétele nyugati légáramlattal.

jövő szelekben nyilvánul április közepe táján. Azután megint megfogy a zivataros és csapadékos napok száma s a levegő meg-
telik porral, a hőség tűrhetetlen magasra emelkedik, amint le-
írják, Pandsabban 50^o-ra is emelkedik árnyékban s az indiai
sivatag felől lengő szél a kemence levegőjéhez hasonlít. Május
végével Ceylon és India déli partjain felhők jelennek meg az
égen, zivatarok törnek ki a Ghat hegység nyugati lejtőjén, de
a hegyeken túl a felhők ismét eltűnnek. Valóságos felhő-
zuhatagok csapnak át a hegység nyergein s az alászálló széllel
ismét elfoszlanak. Nehány napi küzdelem után végre teljesen
uralomra vergődik a délnyugati szél s ezzel állandó esőzés
öntözi Indiát. Két hét alatt teljesen megfordul az időjárás: a

hőmérséklet tetemesen alászáll, a nedvesség nagyon felemelkedik, az eddig változó, de legnagyobb részt éjszakai irányú szelek helyett határozott és erős *SW* lesz az uralkodó. Pand-sabban a nedvesség és a nagy meleg együtt rendkívül kellemetlen, minden rothad, a rovarok milliárdjai élednek fel és betegség terjesztő miazmák töltik meg a levegőt. A *SW* monzun kitörését impozáns, katasztrófaszerű jelenetnek mondják.*)

Hátsó Indiában és a dél-khinai tengeren a *SW* és *S* szél az uralkodó. Nyáron a legkisebb légnyomás az Iráni magasságban és az Indiai sivatagon van, gyenge szelek ezt egész szabályosan körülözlnek.

Kelet-Azsiában a téli monzun *NW* irányú szelekben nyilvánul s a magasan úszó cirrus-felhők nyugati irányt követnek, majdnem merőlegesen az alsó széláramlatra. Sang-hai mellett a Zi-ka-wei obszervatorium megfigyelései szerint az uralkodó szelek a következő irányúak:

*Szélirányok közepes eredője Zi-ka-wei-ben az 1873—1895 években.**)*

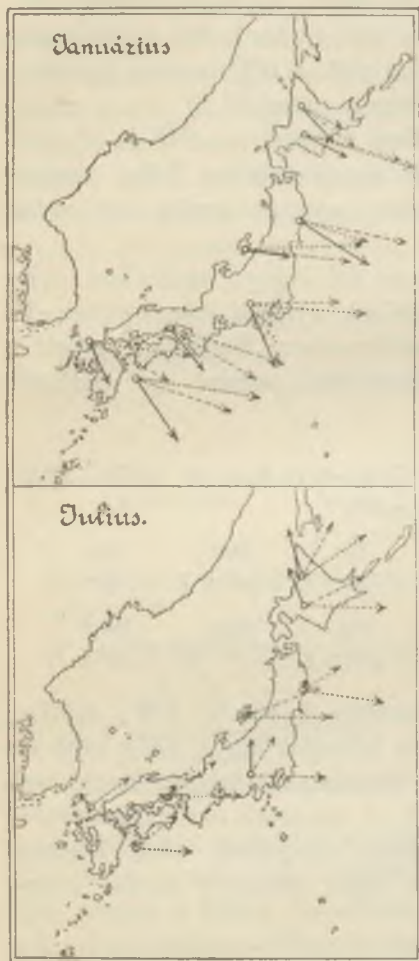
Jan.	Febr.	Márcz.	Ápr.	Máj.	Jun.
N 10°·7 W	N 13°·6 E	N 54°·2 E	S 73°·3 E	S 56°·6 E	S 54°·9 E
Jul.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Decz.
S 40°·3 E	S 65°·1 E	N 45°·0 E	N 30°·8 E	N 7°·7 W	N 25°·8 W

November, december és januárius hóban a *NW*; április, május, június, július és augusztus hónapokban a *SE* s csak az átmeneti februárius és márczius, illetőleg szeptember és október hónapokban uralkodik a *NE* szél. A magasan úszó cirrusfelhők vonulásának iránya azonban mindig nyugatias, amit könnyű magyaráznunk, ha a 47. és 48. ábra délkeleti sarkát megtekintjük.

*) I. ELIOT: On the origin of the Cold Weather Storms of the Year 1893 in India etc.; Quart. Journ. Met. Soc. 1896. Jan. — WOELKEF: Temperatur u. Hydrometeore auf dem Agustia Peak in Südindien u. am Fusse des Berges; Met. Zeitschr. 1896. XIII. kötet 405. lap. — BRANFILL: Notes on Physiography of Southern India; Proc. Roy. Geogr. Soc. 1885. VII. kötet 719. oldal.

**) Bulletin mensuel de l'Obs. de Zi-ka-wei 1895. Ugyanezt bizonyítja: The meteorological element of the climate of Shanghai. Zi-ka-wei. 1885. — Ugyancsak ennek a vidéknek szélrendszeréről is szól SCHOTT G.: Wissenschaftliche Ergebnisse einer Forschungsreise zur See., ausgeführt in den Jahren 1891/92; Petermann's Mittheilungen. Ergänzungsband XXIII. Heft Nr. 109.

A legjobban jellemzi különben Kelet-Ázsia monzunjának járását Japán szélrendszere, amelyről KNIPPING irt érdekes és tanulságos tanulmányt,*) amelyből átvesszük a 49. ábrát, amely



49. ábra. Japán téli és nyári szelei :

- a Föld felszínén ;
- - - - - közepes magasságban ;
- a cirrusok régiójában.

Japán felett a földszinti légáramlást, a közepes magasságú és a legmagasabb felhők járását mutatja be. Amíg januáriusban majdnem egyforma irányú mind a három áramlás, addig júliusban a földszinti áram inkább délről éjszakra tart, míg a magas felhők nyugatról keletre futnak. A közepes magasságú felhők iránya a kettő között van. A felső felhők a 47. és 48. ábra nyugati komponensével futnak egy irányban, a földszinti szelek pedig Japánban a mi 47. és 48. ábránk eredőjével rendszeren egyirányúak. A japáni szelek járosa, amint látjuk, nagyon emlékeztet előbbeni két ábránkra s az elméletet igazolni segít.

A monzun Éjszak-Ázsiában is határozottan érvényre jut, de itt látjuk egyszersmint legjobban érvényesülni a nyugati szelek hatását is. Verchojanszk vidékén a nyári monzun *NE* helyett majdnem egészen *N*, a téli monzun pedig *SW* helyett majdnem egészen *W*.

Európa felett a monzun szintén érvényre jut, de csak nyáron, mert a télen *SE* és *E* jellemű monzunszeleket az állandó nyugati szélirány elnyomja. Egész csodálatos, milyen

*) Kaiserl. Leop.-Carol. Akademie (N. Acta LXI. Nr. 3. 1894).

szabályosan válik szét az Ázsiából jövő szélrendszer a Volga alföldjén éjszakra és délre, kitérve a nála hatalmasabb nyugati légáramlat elől. Csak a felső légáramlat érvényesül ilyenkor, amelyről tudjuk, hogy az egész Földet ebben a magasságban kerüli meg, tehát csapadéokban szegény. Az erős júniusi csapadékot csak akkor kapjuk meg, amikor az egész vonalon megindul a nyári monzun s a földszinten is nyugati szél jut uralomra hazánk területén s hirtelen leszállítja a hőmérsékletet.

Az ázsiai monzunon kívül van még monzunrendszerű széljárás Ausztráliában is, amelynek pusztaságos belseje nyáron valóságos kemenczévé melegszik fel s éjszakai partjain tetemes barométeres depresszió keletkezik. Ausztráliának ez a nyári monzunrendszere megszakítja a passzátok rendes járását. A szélrendszer előidézésében Ausztráliától éjszakra a szigetvilág is némileg részt vesz, noha ezek a szigetek már nagyon trópusos jellegű klíma alatt állanak, évszakokat alig lehet rajtuk megkülönböztetni. Különösen a nyári monzun feltűnő a kis kontinensen, míg a téli monzun alkalmával a sziget beletartozik a déli félteke nagynyomású övébe s éjszakai partjain a *SE* passzát elég jól és rendszeren kifejlődhetik. Ilyenkor tehát nem nagy zavart csinál Ausztrália az általános szélrendszerekben, mert déli partjai meg már a nyugati szelek övében vannak s a kontinensről kiinduló *NW* szelek ilyenkor együtt fújnak a déli félteke mérsékelt övének rendkívül szabályosan kifejlődött nyugati szelével.

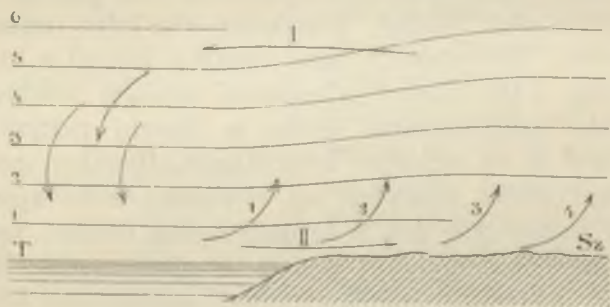
Éjszak-Amerikának is van monzunrendszerű széljárása, de ez inkább csak a délibb részek magas földjeinek vidékén szabályos és ott is inkább a passzátok kitérítésében mutatkozik, amint ezt III. és IV. táblánkon jól lehet látni.

Végre még Dél-Afrikának és a Kaspi tónak kevésbé jól jellemzett, évszakonként váltakozó, tehát monzunszerű szeleiről kell említést tennem. Télen a Kaspi tó felett kis barométeres minimum keletkezik, nyáron pedig csekély magasabb légnyomás. Ennek megfelelően télen a tó felé irányuló, nyáron a tótól eltartó szélirányokat találunk. Évszak tekintetében tehát ellenkező járású a kontinentális monzunokkal.

2. A *tengerparti szelek* minden nap szabályosan ismétlődő tűnemények, különösen a forró égővi tengerpartokon, s tökéletes másai a monzunoknak: a tenger és a szárazföldek különböző felmelegedése folytán támadnak, csakhogy, miután az egy-napi melegedésnek megfelelő különbségek szülik: csak keskeny szegélyre terjednek ki a tengerpartok mentén. A forró égöv alatt mindennapos ez a tűnemény, míg a magasabb földrajzi szélességek alatt csak nyáron észlelhető.

Semmi sem bizonyítja jobban azt, hogy a ezirkuláció nem a felmelegedett helyek „szívó” hatása alatt keletkezik, hanem épen a felmelegedett helyről a magasban indul meg az első áramlás, mint ez a tűnemény. Lefolyása a következő: (50. és 51. ábra.)

Napfölkelte után a szárazföld azonnal gyorsabban kezd melegedni, mint a tenger s az izobarfelületek a szárazföld

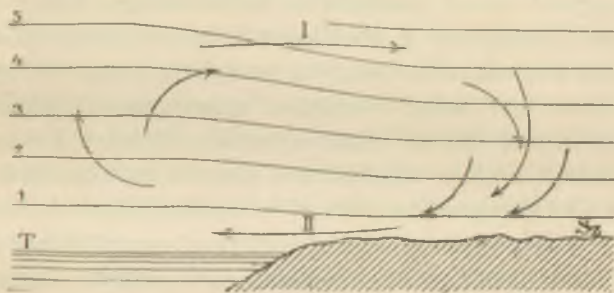


50. ábra. A tengeri szél keletkezése.

felett lassankint a magasba emelkednek, míg a tenger felett nem. Bizonyos szélességben a tengerpart mentén tehát az izobarfelületeken lejtő keletkezik a tenger felé. (50. ábra.) Megindul a magasban a légáramlás a tenger felé, ott megnöveli a levegő tömegét, tehát a földszinten a tenger felett nagyobb légnyomás keletkezik, mint a szárazon s a tenger színében légáramlás indul meg a szárazföld felé. A ezirkuláció eleinte még a tengeren befejeződik, mindaddig, míg az alsó izobarretegeknek a tenger felé való lejtése teljesen meg nem szűnik s fordított lejtés nem áll elő. Ábránkban az arabs számok, a nyilak mellett, a felszállás egymás után való következését mutatják, hogy miképen harapózik az egész tűnemény a tengerről be a szárazföld felé.

Alkonyat felé a tenger és a szárazföld felszíne közötti felmelegedés-külömbőség elenyésszik, s lassankint eltűnik a tengeri szellő is, majd éjjel a szárazföld erősebb kisugárzása miatt megindul az ellenkező folyamat, az izobarfelületek behorpadnak a szárazföld felett s a magasban levegő kezd áramlani a tengerről a szárazföld felé, megnöveli a szárazföld alsó légnyomását s alul a tenger felé indul a szárazföldi szél. (51. ábra.)

A forró égőv alatt úgy számítanak erre a tüneményre, mint a Nap felkeltére. Dél előtt 10—11 óra tájban valóban elviselhetetlen a meleg a szélesend miatt. 10—11 óra tájban 5—10 km. távolságban a parttól sötétebb, éles határolású folt jelenik meg a tengeren, a mely annak szélről való borzolóását jelzi. A csik csak lassan közeledik a szárazföld felé, lassabban, mint a mily sebesen fúj kinn már a szél, tehát fel kell szállnia,



51. ábra. A szél keletkezése.

külömben nem tudnók érteni azt, hogy a széllal a levegő gyorsabban mozog, mint a hogy a mozgás homlokvonala előreterjed. Elérkezik azután a tengeri szellő a szárazföldre kellemben alászállítván annak türehtetlen hőmérsékletét s benyomul a szél 20—40 km. távolságra is a partokra, de minél messzebb vagyunk a parttól, annál rövidebb ideig élvezhetjük annak üdítő hatását, mert az előrenyomulás a szárazföldön is csak lassan történik, s ismét fokozatosan huzódik vissza. Az előrehaladás legtávolabbi pontján csak néhány perczig tartó tengerfelőli fuvalatot érzünk s azzal a tüneménynek vége. A tengeri széllal együtt a hőmérséklet alászáll, a levegő nedvessége pedig ugrásszerűen megnövekedik. A tengeri szél alábbhagyásakor a hőmérséklet ismét emelkedik, estefelé második maximumát éri el, aztán ismét a rendes kihülés következik, a melyet meg-

akadályozni nem, csak meglassítani képes a éjjeli szárazföldi szél. A tengeri szél mindig erősebb, mint a szárazföldi, mert a nappali felmelegedés különbsége nagyobb, a tenger és a száraz között, mint az éjjeli kihűlésé. Nappal azonkívül minden szél erősebb, mint éjjel.

Az egész tűnemény nem terjed nagy magasságra, hisz tudjuk, hogy a nappali felmelegedés hatása nem terjed magasabbra 800—1000 méternél. Léghajósok tapasztalata szerint 4—500 m. magasságban már a tenger felé ragadta őket az áramlás s csak az alsóval tudtak ismét visszatérni a szárazra. A tűnemény felett a magasban pedig az illető vidék uralkodó szélrendszere akadálytalanul folytatja útját. Sőt a légnyomás is minden zavarodás nélkül megteszi a maga rendes kéthullámos napi ingását.*)

A nagyobb tavak partjain is határozottan fellép a tűnemény. Így Chicagóban a Michigan tó nyáron szabályosan váltakozó szeleket okoz. A Genfi tó partjáról FOREL**) írja le a szárazföldi és tavi szelet s érdekes megjegyezni valója, hogy a szárazföldi szél messze benn a partokon kezdődik s úgy hatol a tóra, viszont a tavon támadó szél lassankint közeledik a partokhoz. A Balaton-partjáról ilyenféle megfigyeléseink nincsenek. SÁRINGER***) feljegyzései szerint legfeljebb annyit lehet kivenni, hogy az általánosan uralkodó éjszakai szél mellett: Keszthelyen a délkeleti is uralkodó, Balaton-Füreden pedig a nyugati különösen nyáron. Miután a szélmegfigyelések reggel 7, d. u. 2 és este 9 órakor történtek, a statisztikában fel kell tűnnie a tóról jövő szeleknek, miután 7 óra reggel úgy mint 9 óra este a tűnemény szünetelésének idejére esik, míg a 2 óra d. u. a tavi szél legerősebb időszakán van. Lehet tehát, hogy a két állomásnak ezt az ellenkező irányú uralkodó szelét a tó rendes szél-váltakozása okozza, különben nem tudnók megérteni, hogy

*) A tengerparti szél egyike a legjobban tanulmányozott meteorológiai tűneményeknek. Részletesebb kutfők: An Investigation of the sea breeze. *Annals of the Astron. Obs. Harvard College Vol. XXI. Part II.* MAURY: The physical geography of the Sea and its meteorology. London 1874. A senegambiai francia expedíció Afrikának ezeken a partjain a klímát is tanulmányozta, kitűnő regisztráló eszközökkel s eredményei megjelentek, szép diagrammokkal kísérvé: *Annales du Bureau des Longitudes. V. kötet 1897.*

**) FOREL: Le Léman I. kötet.

***) SÁRINGER J. K.: A Balaton környékének éghajlati viszonyai; A Bal. tud. tan. eredményei I. k. IV. r. 1. szakasz 35—38. oldal.

két ilyen közel fekvő helyen miért ily ellenkező irányú a második szélgyakoriság. A felvétel ellen szól: 1. hogy Füreden nem a *W* hanem a *S W* volna a Föld forgása miatt kitérített tavi szél iránya. Ez az ellenvetés Keszthelyen elesik. 2. A tünetmény mindkét állomáson télen is mutatkozik, a mikor nem várható. Bizonyosságnak tehát a dolgot nem vehetjük.

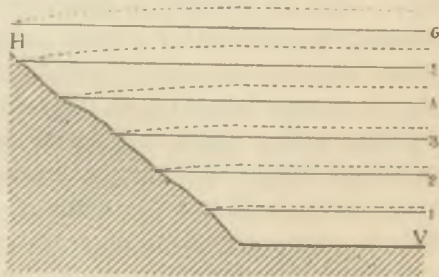
*

3. A *völgyi és hegyi szelek* magyarázata kissé nehézségekbe ütközik és hosszas vitára adott alkalmat. Magas hegyek vidékén ugyanis azt tapasztaljuk, hogy nappal a szél nagy erővel tör a völgyeken felfelé, éjjel pedig a hegyekről hideg légáramlat siet le a völgyeken ki a síkságra. Olyan szabályos ez a tünetmény, mint a parti szelek s épen úgy mint azok, a legnagyobb felmelegedés idején jelentkeznek főképen.

A tünetménynek első magyarázóí a levegőnek a hegyeken való erősebb felmelegedésével magyarázták, de ez a tapasztalatokkal ellenkezik. A hegyek ugyanis nem melegesznek fel erősebben, mint a síkság, különösen pedig felmelegedésük egyoldali, míg a völgyi szelek a hegynek árnyékos oldalán is, a hol erősebb felmelegedésről szó sem lehet, szintén a völgyeken felfelé hatolnak.

Az újabb magyarázat lényege a következő: A hegyeket környező síkságok felmelegedése folytán a síkságok felett a levegő kiterjed s az izobar felületek felemelkednek.

(52. ábra.) A levegőoszlop, a mely a síkság felett emelkedik, hosszúságával arányosan terjed ki s ezzel arányos az izobarfelületek felemelkedése is. A hegyeken, vagy azoknak oldalán nem olyan hosszú a légoszlop, mint a síkság felett,



52. ábra. A völgyi szél keletkezése.

mivel a levegő egy része helyett szilárd közet foglalja el a tért. Ennek a kiterjedése tehát hosszának arányában kisebb lesz, mint a síksági légoszlopoké, tehát az izobarfelületek sem fognak a hegyoldalokon olyan magasra emelkedni, mint

a síkságon, sőt azokon a helyeken, a hol valamelyik izobarfelület épen metszi a hegy oldalát, ott ennek az izobarfelületnek semmiféle emelkedése sem lesz. Eszerint tehát az izobarfelületek lejtősödést mutatnak a hegyek felé, a melynek megfelelően gradiens irányul a hegyoldalaknak s a völgyeken fölfelé s megindul a szél.

Különösen HANN küzd emmellett az elmélet mellett, nem véve figyelembe SPRUNG alapos megjegyzését, hogy az izobarfelületeknek ez a lejtősödése csak pillanatnyi tűnemény s a legkisebb légáramlás azonnal megszünteti a különbséget s a mozgás megszűnik. SPRUNG ezt úgy fejezi ki, hogy ezek a gradiensek nem „táplált” gradiensek: nincs tűnemény, a mely azoknak folytonos előállítását okozza. Más szavakkal úgy mondhatjuk, hogy nincs ok a czirkulációra, a mely nélkül pedig csak ideig-óráig tartó szél is lehetetlen. Nem merjük tehát teljesen elfogadni a HANN által oly erősen védelmezett elméletet s a kérdést, mint megoldatlant, pontos felelet nélkül kell hagynunk.

Lehetetlen volna felsorolni mindazokat a helyeket, a hol ezt a tűneményt észlelték, vagy tanulmányozták. A hol csak hegy és síkság, vagy hegység és széles lapály érintkeznek, mindenütt megtalálható, de természetesen az orográfiai viszonyok szerint módosítva és különféle erősséggel kifejlődve. A leghatalmasabb a Himaláján, ahol STRACHEY leírásai alapján ismerjük. Oly erős a völgyeken, a nyergeken feltörő nappali szél, hogy az utazást is veszélyezteti. Valóságos orkánná válik délutánra a délelőtti 9 órakor megindult völgyi szél, hogy az utazó mindennap valódi aggodalommal tekintett a jövő délután elé. A magas hágókon az odavalók legjobb szeretnek hajnalban átkelni, mikor egyik szél sem nagyon erős, mert a délután dühöngő völgyi szél még a karavánra is veszélyes.*) Az Alpok völgyeiben, a Sierra Nevadában stb. szintén igen jól ismerik, nálunk még nem tanulmányozták, egyedül CZIRBUSZ GÉZA tesz említést a Hernádvölgy rendes nappali és éjjeli szeléről (Balbi Egyetemes Földrajza I. kötet 142. lap).

*) R. STRACHEY: Proceedings of the R. Asiatic Soc. of. Bengal. 1871. Ugyancsak HILL: Meteorology of NW. Himalaya. A hegyi és völgyi szelekről szólnak még HANN: Zur Theorie der Berg- und Thalwinde: Zeitschr. d. Oest. Ges. für Meteorologie 1879. XIV. k. 444. oldal, ahol már a mai elmélet meg lehetős tisztán áll. BILLWILLER: Der Thalwind des Oberengadin (Met. Zeitschr. 1896. XIII. k. 129. lap) című értekezésében ezzel a kivételes és az inn völgyén lefelé hatoló nappali széllel foglalkozik s azt meg is magyarázza.

VII. FEJEZET.

Cziklónok és anticziklónok.

A rendes, állandó váltakozású, vagy mindig egyforma szeleken kívül a meteorológiának különösen kell foglalkoznia azokkal a szélrendszerekkel, a melyek ideiglenesen keletkeznek, gyorsan elmúlnak, vagy átalakulnak s helyüket más tűneményeknek adják át. Ezek az ideiglenes szélrendszerek az időjárás változatosságát okozzák s nélkülök épen olyan egyforma, olyan változatlanul szabályos volna a mérsékelt égöv időjárása is, mint a milyen a trópusokon, a hol ilyenféle tűnemények nem zavarják meg gyakran a szél s a többi meteorológiai elem egyformaságát.

A mérsékelt égöv alatt az izobarvonalak sohasem maradnak ugyanazon a helyen s azt a szabályosságot, a melyet az évi, vagy havi középértékek mutatnak, közelről sem találjuk teljesítve azokon az ugynevezett szinoptikus térképeken, a melyek a meteorológiai elemeknek egy bizonyos időpontban való eloszlását tüntetik fel. Ezeken a térképeken az izobarvonalaknak napról-napra való folytonos változását látjuk. Nagy ritkaság, hogy csak két egymás után következő napon is az izobarok csak megközelítően is hasonló helyzetűek maradjanak. A szárazföld és tengerek egyenlőtlen felmelegedése, de magának a nagy földi czirkuláczióknak is folytonos egyenetlenségei az izobar felületeket majd emelik, majd süllyesztik, a fő légáramok általános irányában, sebességében folytonos változásokat okoznak, s az a hatalmas energia-készlet, a mely a mérsékelt égövek általánosan nyugatra tartó fő légáramlásában rejlik, egyes helyeken nagy arányú ideiglenes tűneményeket hoz létre, amelyeket hasonlíthatnánk a nagy folyókban itt-ott gyorsan támadó, majd ismét elmúló örvénylésekhez, forgókhoz, torlódásokhoz.

Ezek a tűnemények a geográfusra nézve közelről sem olyan fontosak, mint a meteorologusra s azért a jelen tankönyvben ezeknek tárgyalására sokkal kevesebb hely jut, mint azt meteorológiai tankönyvben rendesen találjuk. Szükséges azonban itt is megismerkednünk ezekkel a tűneményekkel, legalább főbb vonásaiban, miután hozzá tartoznak a mérsékelt égövek klímajárához.

Az izobarvonalak folytonos változása, kigyózása közben különösen két alakzat fogja lekötni figyelmünket. Az egyik az izobarvonalak teljes bezáródásakor keletkezik úgy, hogy a vonalak a légnyomásnak minimumát zárják közre, a másik ugyancsak ilyen teljesen bezáródott izobarvonalakat mutat, de ezek meg ekkor magas légnyomású helyet zárnak körül.

Mind a két alakzat körül örvénylő szélmozgás támad, még pedig az előbbi esetekben a szél spirálisan tódul a minimum felé, a másodikban pedig spirálisan széled szét a legnagyobb légnyomás helyéről. Az előbbieket szélrendszerükkel együtt ciklónoknak, az utóbbiakat anticiklónoknak nevezzük.

Tulajdonképen a ciklón nagyon hasonlít a nyári monzunhoz, az anticiklón meg a téli monzunhoz. Csakhogy míg a monzun helyhez és időhöz kötött jelenség, addig a ciklón és anticiklón helyüket folyton változtató, minden évszakban beálló rendszertelen tűnemények, a melyek sem származásukra, sem fejlődésükre nézve nem azonosak a monzunokkal.

Egészen a legujabb időkig ezeket a nagy kiterjedésű forgószeleket az egyenetlen felmelegedés vagy lehűlés folytán keletkezett, a monzunokhoz hasonló czirkulációknak tartották s eszerint is fejtették ki elméletüket. A mai tapasztalatok, különösen a tudományos léghajózás teljesen megdöntötték ezt az elvet s csak speeciális esetekben mutatták ki alkalmazhatónak.

Ha a ciklón valamely helynek túlságos felmelegedése folytán keletkezett czirkuláció volna, akkor annak szívében felemelkedő légáramlást, fenn spirális szétáramlást, alul pedig ugyancsak spirális összefolyást kellene találnunk, még pedig úgy, hogy a felszálló légáramlás a környezethez képest igen meleg volna. Az anticiklónok közepén pedig leszálló áramlást kellene találnunk, amely tetemesen hűvösebb tartoznék lenni, mint a környezet hőmérséklete. Az újabb tapasztalatok azonban azt bizonyítják, hogy az anticiklónok közepén leereszkedő légáramlás melegebb, mint a ciklónok közepén felemelkedőké.

A második érv ezen elmélet ellen az, hogy a ciklón nem marad egy helyben, hanem folyton változtatja a helyét, átkel tengereken, hegyeken és síkságokon, aminek magyarázatához az a lehetetlen tűnemény kellene, hogy a legnagyobb felmelegedés helye is folyton vándoroljon előre. A ciklónnak szigorúan helyhez kötött tűneménynek kellene lennie, mint a monzunnak.

Harmadszora ciklónok épen télen a leggyakoribbak, amikor a kontinensek túlságos felmelegedéséről szó sem lehet. Épen a legerősebb lehűlés, az ősznek télbe való csavarodása a legkedvezőbb idő ciklónok keletkezésére.

Ha valamely helyen a levegő alsó része rendkívüli módon felmelegszik s a monzun czirkulációjához hasonló folyamat indul meg, akkor tényleg a legkisebb légnyomás helyén felemelkedő légáramlást kapunk, a melyet érdemes közelebbről megtekintenünk. A felemelkedő légáramra áll mindaz a törvény, a melyet a hőmérséklet vertikális elterjedésének tárgyalásakor levezettünk s a 4—7. ábrákban állapotgörbékkel is jellemeztünk.

Felszállás közben a levegő 100 m.-ként egy-egy fokkal lehűl, tehát ha a ciklón tetemes magasságra terjed, akkor a czirkuláció felszálló ágának legmagasabb helyén tetemesen lehűlt levegőt találunk, amely, miután a környezet stabilis hőmérsékleti állapotban szokott lenni, hidegebb, mint ugyanolyan magasságú légtömeg a környéken. Ha az alsó felmelegedés megszűnik, akkor a ciklónnak is azonnal meg kell szűnnie, mert hisz a ciklón felemelkedő áramában olyan hideg levegőoszlop van, amely egyáltalában nem felemelkedni, hanem ellenkezőleg visszasüllyedni törekszik. Ha tehát valamely helynek túlságos felmelegedése megindítja az örvénylő mozgással kísért ciklont s az éjszaki félteke uralkodó légáramlásával (amint némelyek állítják) ez az egész rendszer elhagyja helyét, akkor elveszti energia-forrását is, amely a túlságosan felmelegedett hely hőtöbbletében rejlett.

Valamivel előnyösebb az elnéletre nézve, ha a ciklon földszinti örvényében igen nedves levegő áramlik a barométeres minimum felé. Ekkor a felemelkedés nem adiabatikus, hanem felemelkedés közben folyton csapadék válik ki, amelynek fel szabadult melege a felhajtást s így a ciklón energia-forrását növeli. Csakhogy ilyenkor meg a csapadékkal, borulással és erős széllel épen a földszin erős lehűlése jár, amint azt ciklónok elvonulása alkalmával mindig tapasztalhatjuk, úgy, hogy megint csak igen kevés lehet az a nyereség, amely ily módon a czirkulációt fentartaná.

Egészen más helyen keresik újabb időben a ciklónok eredetét. Nem a légnyomás megcsökkenése és a felszálló lég-

áramlás az indító ok, hanem ez csak következménye az örvénylő szélmozgásnak, amely valamiféle módon keletkezett. Az örvénylés keletkezésének is van meggyarázata.

A Föld forgása következtében ugyanis tudjuk, hogy a ciklón minimális légnyomása felé tartó légáramlat jobb kéz felé kitér, s így görbevonalú pályán kénytelen megtenni az utat a minimum felé. Ha a minimum folytán támadt gradiensen kívül még csak egy csekély oldalirányú erő hat a mozgásba jött légtömegekre, akkor azoknak mozgása oly sebes lesz, hogy a kerületi sebesség folytán támadt centrifugális erő képes lesz a gradiensek egy részével egyensúlyt tartani és stacionárius (állandó állapotú) keringő, örvénylő mozgás jön létre, amely miatt a levegő nem áramolhatik a minimum helyére olyan sebesen, mint ahogy a gradiensek kívánnák, s így a minimum fenmarad hosszabb ideig, mint a centrifugális erő nélkül.

Ez azonban nem volna elegendő cikluláció keletkeztetésére, mert elvégre a minimum mégis betelik s akkor a gradiens megszűnván, megszűnik az egész tűnemény. Hogy cikluláció jöhessen létre, valami különbségnek kell lenni a magasabb és alacsonyabb légrétegek dinamikai állapota között. HANN ugyan*) ezt nem kívánja, de épen ez a hiánya szép fejtegetésének, amelylyel a konvekziós elméletet megdönti s az általa dinamikai elméletnek nevezett teoriát védelmezi a következők:

„Minthogy a téli évszakban a hőmérséklet megnövekedett esése miatt (amely ekkor kétszer akkora, mint nyáron) a pólus körüli keringő mozgás sebessége a legnagyobb s egyszersmind legnagyobbak a hőmérsékletkülönbségek is az egyes parallel-körök mentén, ami ezt a keringést zavarja s lehetővé teszi, hogy a levegő elhagyja a parallel-köröket s a pólus vagy az egyenlítő felé lefolyjon, megesökkentve vagy megnövelve a légnyomást, úgy, hogy ilyenkor a legintenzívebbek a barométeres minimumok és maximumok s leggyakoribbak a ciklónok. De nem csak kelet és nyugat hőmérsékletkülönbsége, hanem a vertikális irányú hőmérséklet-eloszlás anomáliái is erőnyilvánulásokra kényszeríthetik a földszinten az atmoszféra ciklulációját, amennyiben labilis dinamikai egyensúly-helyzetet terem-

*) HANN: Lehrbuch d. Meteorologie. 585. lap.

hetnek s összekeverhetik az alsó nyugvó és a felső gyorsan mozgó levegőtömeget, ami visszatartja az utóbbit s lehetővé teszi neki, hogy a pólus felé áramoljék, ami a Föld felszínén barométeres depresszióra ad alkalmat. Ha elfogadjuk a FERREL-féle légáramrendszert a pólus és az egyenlítő között és ezzel együtt a közepes magasságú légrétegeknek lassú visszaáramlását az egyenlítő felé, akkor ezen középső, éjszakeről jövő, tehát hideg légáramlat és a melegebb alsó, kisebb szélességekről származó és a pólus felé tartó légáramlat között gyakran kell labilis egyensúlyi helyzetnek előállania, amely a felső czirkuláczió-nak az alsóba való elegyedését okozza s ezzel örvényléseket támaszt, mert a légáramlás minden lokális megzavarásának a földforgás kitérítő erejénél fogva légköri örvény alakjában kell jelentkeznie. Valóban elképzelhetetlen, hogy a horizontális hőmérséklet-eloszlásnak a szélességi körök mentén való egyenlőtlensége, továbbá a vertikális hőmérséklet-elhelyezkedés különfélesége a magasabb és alacsonyabb földrajzi szélességek alatt a légköri czirkulációban zavarokat ne idézzon elő, s ha ezeknek a zavaroknak a lehetőségét elismerjük, azzal egyszersmind el kell ismernünk azt is, hogy a légköri örvények legnagyobb részét és azoknak eredetét visszavezettük a nagy légköri zavarokra.

Ebben a néhány mondatban össze van foglalva a meteorologia ezen igen kiváló művelőjének véleménye az atmoszféra zavarairól. Az örvénylések ezzel tényleg ellentmondást alig tűrő magyarázatot nyertek. Az örvénylés keletkezését értjük, a levegő keringőmozgásának megkezdése nem érthetetlen többé. Hiányzik azonban ebből a magyarázatból az örvény közepén felemelkedő légáramlás magyarázata, mert az örvénylő, keringőmozgás csak horizontális komponenseket tartalmaz, de a vertikális czirkulációra, amit a tények mutatnak, ebben magyarázatra nem lelünk. Hogy labilis egyensúly áll elő a középső hideg és a legalsó meleg légáramlás levegője között, az lehetséges, de mint maga HANN is legjobban bizonyítja, a ciklónok középső részének hőmérséklet-eloszlása nem erre vall.

Másutt kell az okot keresnünk s azt meg is találjuk, amint elfogadjuk azt a ma már teljesen elfogadott nézetet, hogy a földforgásból származó kitérítés miatt olyan örvénylések támadhatnak, amelyekben a centrifugális erő a gradiensek egy

részevel egyensúlyt képes tartani. A Föld felszínének közelében ugyanis a kitérítő erő sokkal kisebb hatással működik a surlódás miatt, mint a magasban. A mozgás is lassabb, tehát a centrifugális erő is kisebb, egyrészt mert a szélirányok kevésbé térnek el a gradiensektől, másrészt mert a kerületi sebesség kisebb. A magasban a kitérés tetemesen nagyobb, a kerületi sebesség lényegesen nagyobb, mint a földszinten, tehát minden rétegben annál erősebb depresszió támad az örvénylés miatt, minél magasabb az illető réteg, de egyszersmint annál terjedelmesebb is lesz az egész tünet. Ez az állapot azonban így nem marad meg, hanem mivel most valóban dinamikus származású gradiens irányul felfelé, a levegő áramlása megindul az alsóbb rétegekből a felsőbbekbe s ezzel a ciklációra az impulzus megvan. A levegő elkezd felfelé emelkedni, fenn szétáramlik, alul pedig az örvénylő mozgás dacára is van centripetális áram, amely a magasba szállt levegő helyét pótolja.

Röviden összefoglalva: a mérsékelt égöv alatt az általában nyugat felé tartó légáramlásban, annak egyenetlenségei miatt örvénylések támadnak, vagyis függélyes tengely körül való forgó mozgások. Ez a forgás a levegő részecskéit a forgás tengelyétől eltávolítani törekszik és pedig a surlódás miatt a Föld felszínén kisebb intenzitással, mint a magasban. A magasban gyorsan áramlik tehát szét a levegő, megesőkkenik az örvénylés helyén a légnyomás oly annyira, hogy végre a befelé irányuló földfelszíni gradiens nagyobb lesz, mint a centrifugális gyorsulás s a levegő a Föld felszínén az örvénylés középpontja felé áramlik. Lenn tehát összefutás, fenn szétoszlás támad s elkezd a levegő az örvénylés helyén hevesen felfelé szállni.

Ilyenféle módon képzelhetjük csak a légköri zavarok folytán támadt örvénylések „szívó” hatását, hogy a ciklón közepén megindul a felfelé való emelkedés, amely a ciklónnal járó egyéb tünetek (felhőképződés, esapadék stb.) okozója.

Az anticiklónokban a levegő lassan lefelé száll, a földszinten pedig szétáramlik. Ezeknek legnagyobb része a földfelszín erős kihűlése folytán támadhat, a téli monzunok mintájára, noha a levegő süllyedése miatt annak hőtoka relative igen nagy, amint különösen a léghajósok tapasztalták. Az anticiklón nyugodtabban meg szokott maradni helyén s csendes légáramlásokkal is jár, s amellet derült, nyugodt időt hoz,

mutatván, hogy ilyenkor a Föld felszínén nincs nagyon megbolygatva a levegő nyugalma. Ezeknek elméleti magyarázata ugyanazon alapon lehetséges, mint a ciklónoké.

Ha az északi mérsékelt égöv alatt bármi oknál fogva, olyan örvénylés támad, amely értelmére nézve az óramutató forgásával megegyezik, akkor a Föld forgása miatt a forgó légtömegek ezentripetálisan, a forgás tengelye felé térülnek ki. Ez a kitérítés a földszinten, ismét a surlódás miatt, kisebb intenzitású, mint a magasban. A magasban tehát a levegő gyorsan összeáramlik a forgás tengelye felé, megnöveli hatalmasan a légnyomást a levegő alsóbb rétegeiben, még pedig mindaddig, míg a Föld felszínén olyan nagy kifelé irányuló gradiens nem keletkezik, amely az örvénylő mozgásban levő levegőnek, a Föld felszínén sokkal kisebb ezentripetális gyorsulását túl nem szárnyalja s a levegő kifelé nem kezd áramlani. Ekkor tehát fenn összefutás, lenn szétáramlás keletkezik, s hogy a cikluláció be legyen fejezve, a levegő csendesen száll alá az anticiklón tengelyén. Miután itt a centrifugális gyorsulás ellenkező értelmű, mint a földforgás folytán támadt kitérítés sugármenti komponense, tehát az egész tünetény sokkal lassabb, sokkal kisebb mértékű.

A ciklónokra és az anticiklónokra vonatkozó tapasztalataink főbb vonásai a következők:

1. A ciklónok leggyakrabban télen, és pedig tél elején jelentkeznek, amikor a levegő stabilitása a legnagyobb. Nagyobb számban jelennek meg az Atlanti oceán felett, mint a kontinensek felett.*) Amint tudjuk, nem maradnak egy helyben, hanem folyton előre mozognak és pedig a mérsékelt égöv rendes áramlásával nyugatról keletre. Európában előrehaladásuk *SSW* felől *NNE* felé, illetőleg *NNW* felől *SSE* felé való irányok között marad. Előrehaladásuk sebessége óránként 25—30, sőt 40—50 kilométert is tesz, még pedig télen gyorsabban mozognak mint nyáron, Amerikában és az Atlanti oceánon gyorsabban, mint Európában.

A barométeres minimumok alaprajza rendszeren nem szabályos kör, hanem hosszas ovális, amelynek hosszabbik tengelye

*) Leginkább az északi féltekén Amerikában, az Atlanti oceánon és Európában tanulmányozták őket, tehát az adatok innen szólnak, a Föld többi részéről igen hiányosak az ismereteink.

az éjszak-déli irányhoz rendesen közelebb marad, mint a kelet-nyugatihoz, de közepes fekvése *NE—SW*. Erre az irányra merőlegesen a legritkább esetekben helyezkedik s rendesen éjszaki vége a *N—E* negyedkörben marad. Az izobarvonalak nem egészen szabályosak, hanem több-kevesebb rendellenességgel veszik körül a legalacsonyabb barométerállás helyét. Valamivel sűrűbben szoktak lenni dél-nyugaton, mint éjszak-keleten, tehát a gradiens is legnagyobb délfelé.

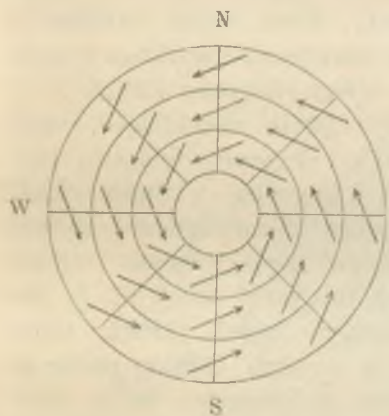
A legérdekesebb a légáramlások tanulmányozása. A földszinten a szél a gradiensek irányától nagyon eltér jobbra, még pedig sokkal jobban a ciklón hátulsó oldalán, tehát a nyugati felében, mint a keleti oldalon. Ezeket a viszonyokat tünteti fel a következő sorozat, amely tíz jól megfigyelt európai állomás adatainak számtani közepeit mutatja. A számok a kitérítés szögértékét adják meg a ciklón kerületének világtájai szerint.

Világtáj:	<i>N</i>	<i>NE</i>	<i>E</i>	<i>SE</i>	<i>S</i>	<i>SW</i>	<i>W</i>	<i>NW</i>
Kitérítés:	52·3	56·2	56·7	54·8	67·7	64·4	62·6	63·3

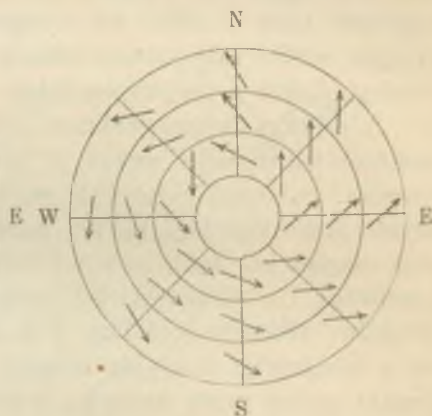
A számtani középbe való egyesítés ugyan nem teljesen jogos az adatok eltérő volta miatt, de ezen is meglátszik, hogy az éjszakai és keleties részekben kisebb, a délies és nyugatias részekben tetemesen nagyobb a kitérítés.

Ennek oka kétségtelenül a nyugatias áramok hatásában keresendő, amelyeket éppen úgy, mint ahogy a monzunoknál tettük, összegezni kellene a ciklonális mozgásokkal. Csakhogy most más egyéb is közrehat. A ciklón ugyanis nem marad egy helyen, hanem az általános légáramlattal előre siet, tehát az összetevődés nem oly egyszerű. A nyugatias általános légáramlásnak most inkább az a hatása, hogy a ciklón dél-nyugati oldalán a szél sebességét megnöveli, amivel tudjuk, hogy a kitérülés nagysága arányos. Ezért itt a legsűrűbbek is az izobarvonalak. A ciklon északkeleti oldalán a szél sobesége sokkal kisebb, tehát a kitérülés is az. Ha fentartjuk HANN elméletét az örvénylő-mozgás keletkezésére nézve, úgy az egész ciklont olyan forgómozgásnak kell tartanunk, amely folytonosan délnyugaton kapja az impulzust a további keringésre. Megjegyezzük azonban, hogy a szélnek illetően való elrendezése nem mindig található, gyakran egészen más az eltérések nagysága az azimuthok szerint.

A Föld felszínén észlelt szélirányoktól a felhők vonulása eltérést mutat és pedig a szabály az, hogy ciklónokban, ha szembehelyezkedünk a széllel, akkor a felhők a szél eredő helyétől jobbkéz felől látszanak jönni és pedig annál inkább jobbkéz felől, minél magasabban úszó felhőket figyelünk meg. Ezt a rendkívül fontos és a ciklónokban keletkező vertikális cirkulációk magyarázatára oly nagy jelentőségű dolgot az 54. ábra tünteti fel. Minél magasabbra emelkedünk tehát, annál nagyobb a szélirányok eltérése a gradiensektől s végre fenn a cirrusok nivójában az eltérés oly nagy, hogy a szélirányok a levegőnek a középtől való távozását, szétáramlását jelzik. Nem olyan tehát a dolog, mint korábban hitték. Az elmélet úgy



53. ábra. A ciklónok szélirányai a földszinten.



54. ábra. A ciklónok szélirányai a cirrusok régiójában.

kivánta, hogy a szélirányok a gradiensektől nem térhetnek el jobban, mint 90° , hisz a Buys-BALLOT-ról elnevezett széltörvény fogalmazásában ez a megszorítás benne foglaltatik. Amint azonban a centrifugális erő is a tünemény dinamikai szereplői közé kerül, azonnal megsemmisül a törvénynek ez a korlátja. A minimum felől való szétáramlás tulajdonképpen az, ami az újabb tapasztalatok legváratlanabb s a ciklónok elméletére nézve a legfontosabb eredmény, amely HANN dinamikai uton való származás-elméletét fényesen igazolja.*)

*) L. HILDEBRANDSSON: Sur la distribution des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques Upsala, 1883., ugyancsak Meteor. Zeitschr. 1884. 111. lap. Továbbá: HELM CAYTON: The movements of

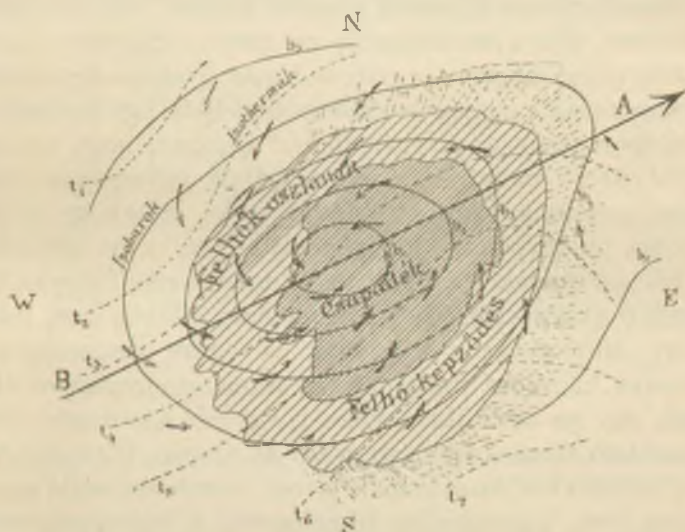
Igen érdekesekek azok a felhőmegfigyelések is, amelyek azt mutatják, hogy gyakran a legfelső felhők már nem is vesznek részt a ciklón keringő-mozgásában, hanem követik a mérsékelt égöv alatt uralkodó nyugati áramlásokat s csak egy kevés háborgást mutatnak, amikor a ciklón felett elsurrannak. Valószínűleg alacsony vagy már szünőfélben levő ciklónok felett észlelhető eféle tünetény.

A legmagasabban uszó cirrusok rétegében levő légtömegek még akkor is, ha részt vesznek a keringőmozgásban, kétségtelenül elárulják, hogy már a nyugati széláramlásnak tetemesebb behatása alatt állanak, mint a földszintiek. Ezeknek kitérítése ugyanis a ciklón keleti és éjszaki oldalán sokkal nagyobb, mint a délin és nyugatin. Ezek tehát valóban a nyugati széllel való összetevődésük eredőjének irányában futnak, tényleg, amint a monzunok felett olyan világosan kitűnt.

A ciklón-tünetényeknek úgy látszik másodlagos, vagy mellékes tüneténye ugyan a ciklón közepén felszálló légáramlás, de annál fontosabb ez a tünetény a ciklónokkal együtt járó időjárásra nézve. A levegő felemelkedése ugyanis erős csapadékot szül, nehéz felhőképződéssel, gyorsan változó borulattal. A hőmérséklet a szelek irányával oszlik el. A depresszió délkeleti oldalán déli irányú szelek járnak, tehát ott a hőmérséklet aránylag magas, a nyugati oldalon pedig az éjszaki szelek miatt aránylag hűvös. A felhőzetet és a többi időjárási elemet az 55. ábra állítja elénk minden tartozékával együtt. *A—B* jelentse a ciklón haladás-irányát. Ha *B*-ből *A* felé tekintünk, akkor jobbkezünk felé esik a ciklónnak u. n. jobboldala, balkezünk felé pedig a baloldala. Ha valamely hely felett a ciklón úgy huzódik el, hogy annak közepe az illető helytől éjszakra marad, akkor ezen a helyen a következő változásokat lehet észlelni. A ciklón közeledését *W*-ről *NE* felé vonuló cirrus-felhők jelzik, majd nehezebb felhők jelennek meg s a szél eleinte *SE*. A hőmérséklet és páratar-

the air at all Heights in cyclones and anti-cyclones as shown by cloud and wind records at Blue Hib.; Americ. Met. Journ. 1893. augusztus. Ugyancsak *AKERBLOM*: Sur la distribution, à Vienne et à Thorshavn, des éléments météorologiques autour des minima et des maxima barométriques. Stockholm, 1895; Bihang till K. Svenska. Vet.-Akad. Handlingar. 20 k. *BIGELOW*: Cloud-observations: Report of the Weather Bureau 1898-99. Vol. II. A földszinti állomásoknak a Schneekoppeval való összehasonlítására jó: *POLIS*: Die Strömungen der Luft in den barometrischen Minima und Maxima.

talom emelkedik. A szél azután délre, majd délnyugatra fordul, a borulás igen erős lesz, megered az eső s a szél igen megerősödik. Mikor a legközelebb van a ciklón magja, akkor a szél erős rohamokban, szaggatott záporokkal kísérve jelentkezik, a felhők gyorsan űzik egymást s jó fel lehet ismerni a magasabbaknak és alacsonyabbaknak különböző vonulásiirányát s nagy sebességét. Ekközben persze a barométer folyton süllyed s csak innentől kezd ismét emelkedni, a szél éjszaknyugatra fordul, az ég kiderül s a hőmérséklet alászáll. A szél tehát egymás után *SE*, *S*, *SW*, *W*, *NW* irányokat követett, vagyis az óramutató forgásával egyértelműleg fordult. A ciklón bal-



55. ábra. A ciklónok kísérő-tünetjeinek eloszlása.

felén éppen fordított a szél járása, amikor a ciklón magja délre vonul el tőlünk. Ekkor a szél *SE* iránynyal kezdődik s aztán *E*, *NE*, *N* irányokon át végre *NW*-re fordul, tehát az óramutató forgásával ellenkezőleg. A ciklón baloldalán a borulat és a csapadék nem tart olyan sokáig, mint a jobboldalon. A ciklón magjának valamely hely felett való elvonulását állandó irányú déli vagy délnyugati szél jellemzi eleinte, aztán az esőzés kezdődik, majd szélesed lesz dús csapadékkal s hirtelen tör ki ismét az *N* vagy *NW* szél, amely a felhőket „elkergetni“

látszik. A ciklón elejét mindig hőmérséklet-emelkedés, végét süllyedés jellemzi.*)

2. Az *anticiklónok* talán még komplikáltabb tünetények, mint a ciklónok. Ahol magas barométer-állást bezárult izobaronalak vesznek körül, ott megindul a levegő áramlása, kifelé és pedig a földforgás miatt jobbkéz felé kitérítve. Az áramlás azonban közlről sem olyan gyors, mint a ciklónokban. A maximális nyomás helyén nagy területen változó, gyenge szeleket találunk. A kiáramlás alkalmával a szelek sokkal kevésbé térnek el a gradiensek irányától, mint a ciklónokban, görbületük miatt a centrifugális erő épen a gradiensek irányába visszafordítani igyekszik a szelek irányát, nem úgy mint a ciklónokban, ahol a centrifugális erő növeli a kitérülést. A tünetény nem terjed magasra, a cirrusok már gyakran egyáltalában nem vesznek részt a megzavarodásban, legfeljebb egy kis hullámos irányeltérítést szenvednek. Igen fontos azonban, hogy amint az 56. és 57. ábrák mutatják, a magas felhők ugyanolyan irányú keringést mutatnak, mint a földszinti szelei, csak hogy a szélirányoknak centripetális komponensük van s az anticiklón magja felé szállítanak levegőt. Nem áll tehát a régi felfogás, hogy a földszinti anticiklón felett a magasban ciklón van, hanem épen úgy, mint ahogy a ciklónok is egész magasságukban egyenirányú keringést mutatnak (az óramutató forgásával ellenkezőleg), úgy az anticiklónokban is egyenlő a keringés értelme (az óramutató forgásával megegyező az északi féltekén!).**)

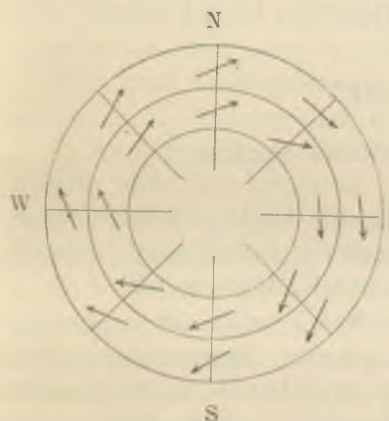
Az anticiklón magjában a levegő csendesen lefelé áramlik s természetesen dinamikailag felmelegszi. A léghajósok tapasztalatai szerint a hőmérséklet felfelé az anticiklónokban sokkal lassabban esik, mint a ciklónokban. TEISSERENC DE BORT

*) Hogy ez a törvény általános értékű legyen, a déli féltekére is ki kell terjeszteni figyelmünket, a hol természetesen az itt elmondottak épen fordítva tapasztalhatók. Mind a két féltekére érvényes lesz a törvény a következő fogalmazásban: A depressziók elvonulása alkalmával a depressziók egyenlítő felőli oldalán a szél a Nap járásával együtt fordul, míg a depressziók pólus felőli oldalán a Nap járásával ellenkezőleg. A Buys-BALLOT-féle széltörvény előtt az u. n. DOVE-féle törvény volt általánosan elismerve, a mely szerint a szél mindig a Nappal együtt fordul. Dove ezt a törvényt helytelenül választott tapasztalati adatokra támaszkodva állította fel, t. i. csak olyan állomásokat tanulmányozott, a melyek véletlenül mind a rendes depresszió pályák egyenlítői oldalán vannak. Izlandban pl. az a rendes, hogy a szél a Nap járásával ellenkezőleg fordul, mert Izland a rendes depressziók baloldalán fekszik.

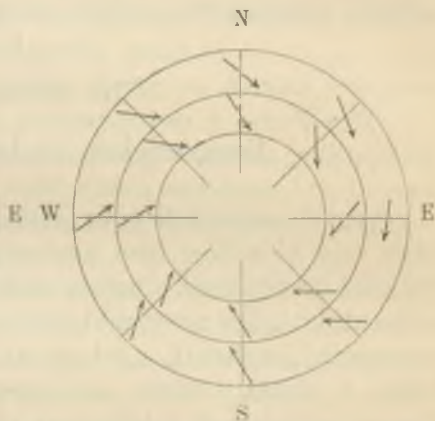
**) L. HILDEBRANDSSOHN id. munkáját.

szerint: amíg a földszinten a ciklónok melegebbek, mint az anticiklónok, már néhány száz méter magasságban a ciklónok gyors hőmérséklet-esőkkenése miatt az anticiklónok a melegebbek. Az anticiklónokban a földfelszín közelében gyakori a fordított hőmérséklet-elhelyezkedés, s csak néhány km. magasságban kezd ismét gyorsan fogyni a hőmérséklet s a cirrusfelhők nivója felett a két tünetmény hatása eltűnik s a levegő egyenlő hőmérsékletű. Tökéletesen erre az eredményre jöttek a berlini léghajósok is.

A barométeres maximumok, tehát az anticiklónok sokkal kevésbé határozott tünetmények, mint a minimumok, s gyakran nem is egyebek, mint alacsony légnyomású helyek által körül-



56. ábra. Az anticiklónok szélirányai a földszinten.



57. ábra. Az anticiklónok szélirányai a cirrusok régiójában.

vett izobar-dombok, a melyekből a levegő kiáramlását inkább a környező minimumoknak tudhatjuk be. Valóban, két minimum között a levegő ellenkező irányú keringésbe jön s miután a kitérítés a magasban nagyobb, mint a Föld felszínén s az anticiklónok örvénylésében tudjuk, hogy a kitérítés a földfelszínen aránylag csekély, tehát a szétáramlás nagy, míg a magasban a kitérítés nagyobb, a szélirányok jobban tangenciálisak, tehát a kiáramlás csekélyebb. Innen ered a lefelé tartó gradiens, amely a lefelé tartó áramlást és ezzel a vertikális síkban észlelhető gradienst szüli.

Az anticiklónokkal derült, nyugodt idő jár: télen a nagy kisugárzás miatt erős hideggel, nyáron a felhőtlen ég miatt

nagy meleggel és szárazsággal. A nyugodt, derült időjárás a barométrikus maximumok vidékén a hőmérséklet szélsőséges járását engedélyezi. Felhő csak ritkán képződik, mivel a leszálló légáramlás az esetleg párával telített levegőt is szárazzá teszi a leszállásközben való felmelegedés miatt. Az anticiklónok kiterjedése gyakran óriási nagy, kitesz néhány ezer km. átmérőjű területet, s néha télen beleolvad az ázsiai nagy légnyomású területbe, amikor Európa fölé csikorgó hideg szelet hoz. Helyváltoztatása általában lassabb, mint a ciklónoké, vonulásuk rendszertelenebb, tévelygőbb, s a ciklónok gyakran szétforgácsolják.

A ciklónokhoz nagyon hasonlítanak a forróégöv forgószelei is, amelyekről a következő fejezetben fogunk szólni.

VIII. FEJEZET.

Forgószelek és lokális szelek.

Amíg a mérsékelt égöv alatt a szeleknek a Föld forgása miatt való kitérülése igen nagy s ezért a szelek nagy átmérőjű területen örvénylenek a depressziók körül, addig a térítők vidékén a kisebb kitérülés miatt szűkebb határok közt, de annál nagyobb sebességgel örvénylik a levegő az alacsony légnyomású helyek körül. A térítők vidékén, az oceánok felett a legfélelmesebb viharok és orkánok keletkeznek olyankor, amikor a levegő nem mozog valamely állandó szél alakjában, állandó irányban, hanem többféle gradiens hatása alá kerülve, változó szelek, megleghezősen egyenletes légnyomás észlelhető. Ilyenkor csak egy kis, úgyszólván véletlen depresszióknak kell valamely helyen keletkeznie s azonnal megindul körülötte a levegő örvénylő mozgása, ugyanazon törvények szerint, amelyeket a nagy, mérsékelt égövi ciklónokon tanultunk. Csakhogy a Föld forgása miatt való kitérülés most kicsiny, a beáramló levegő nagyon megközelíti a depresszió középpontját s akkörüli nagy sebességgel kezd körülingereni.

Nagyon jól illusztrálja ezt a kis okból származó gyors mozgást az a kísérlet, amit mindenki végrehajthat egy teknőben, amelynek a fenekén dugóval elzárható lyuk van. Ha a teknőben víz van s azt kezünkkel csendesen forgásba hozzuk,

azután a dugót kihúzzuk, akkor a víz eleinte teljes sugárban fog kifolyni, de a lyuk felett a víz mind gyorsabb és gyorsabb forgásba jön s utoljára a centrifugális erő annyira eltávolítja a vizet a lyuk fölül, hogy ott mély üreg támad a vízben, amely lenyulik a fenék nyílásába is és a kifolyó víz keresztmetszetét annyira megkiesinyíti, hogy az előbb kifolyt mennyiségnek most csak tört része nyomul ki a nyíláson, legnagyobb részt az a víz, amely közvetlenül a fenéken siet a nyílás felé s amelyet a fenékhez való surlódás tart vissza a gyors örvényléstől.

Amit itt a víznek lefelé való kifolyása körül tapasztaltunk, ugyanaz játszódik le a térítők körüli forgószelekben a felfelé tartó áramlás körül. Az egyszer örvénylő mozgásba került levegő aztán csak nehezen csillapodik ismét le.

A trópusi forgószeleknek, vagy ahogy az Atlanti oceánon nevezik őket, ciklónoknak fő jellemvonásai a következők:

1. Az örvénylés területe rendszeren egy-kétszáz, gyakrabban azonban több száz kilométer s csak ritkán szabályos kör, hanem inkább hosszán elnyúlt ellipszis, amelynek hosszanti tengelye különféle világtájak felé irányult.

2. Az izobarvonalak hasonlóan ellipszis alakúak; az örvénylés szélén ritkábban, annak közepe felé gyorsan sűrűsödve következnek egymás után, de nem koncentrikusak, hanem rendszeren, a ciklónhaladás irányában előre tekintve, annak elülső jobb oldalán valamivel sűrűbben vannak. Ennek az izobárelrendezésnek megfelelően a gradiensek az örvénylés szélétől befelé tartanak, az örvénylés legnagyobb területén nem nagyok, csak az örvény középpontjához közel vesznek fel bámulatosan nagy értékeket. A középponthoz közel 15—16 mm.-es gradienseket is észleltek már.

3. A ciklón középpontjában a légnyomás leszállhat 700 mm.-en alul is (az u. n. Falsepoint-ciklón közepén 1885. szeptember 22.-én 689.2 mm. volt a légnyomás), a 710—720 mm.-es légnyomások éppen nem tartoznak a ritkaságok közé.

4. A forgó viharokat hatalmas felhőképződmény kíséri, amely félelmetes gomolygással vesz részt a levegő gyors örvénylésében. Az alsó setét és sűrű cumulusok felett, ép úgy mint a mi zivatarjaink felett, messzire szétterül a felszálló légáramlás szétterülésével keletkezett cirruslepel, amelyet már néhány száz

kilométerről lehet látni és fel lehet ismerni. A felhőkből hatalmas zápor zúdul alá, segítve pusztítani a szélnek és a tenger hullámainak. A felhőknek csak a külső peremén szokott villámlani, benn a ciklón belsejében rendesen nincsenek villámok, hanem erős elektromos kisugárzásokról tesznek említést.

5. A szél erőssége az örvény szélétől a közepe felé gyorsan nő s a közepéhez közel már rettenetes arányokat ölt. A szél hatásaiból következtetve 50 méter másodpercenkénti sebesség is lehet itt, amelynek még erős kőfalak sem képesek ellentállni, sőt az épület tégláit és kőveit is képes messze elszállítani. Különösen a szélnek ez a rettentő ereje az, ami leírhatatlan pusztításokat képes véghezvinni a szárazföldön. Az örvény közepén azonban 15—30 km. átmérőjű területen szélesend, illetőleg csak egyes hevesebb szélrohamok vannak s itt néha a felhők is szétnyílnak s kék ég látszik. Ha valamely hajó éppen ebbe a »vihar szemébe« kerül, akkor egy fél, vagy egy egész órán át szélesendet tapasztal, de annál többet szenved a hullámoktól. Ilyen helyeken ugyanis a mindenfelől összefutó hullámok szörnyű kavarodást idéznek elő s emellett a hajónak nincs is szele, amelylyel némi merevséget nyerhetne, hanem teljesen a hullámok játékaúl van odadobva.

6. A szél iránya a ciklónban nem egészen tangenciális az izobarvonalakhoz, hanem az érintőtől mintegy 30°-kal befelé hajlott, tehát a gradienstől való eltérése jobbkéz felé (az éjszaki féltekén) mintegy 60°. De az egész ciklón területén nem egyformán térül ki, majd a széle, majd a közepe felé valamivel más a gradienstől való eltérés.

7. Rendkívül jellemző a ciklónokra nézve azoknak haladás-iránya. A trópusok és az egyenlítő közt keletkeznek s keletről nyugatra indulnak meg, de aztán az éjszaki féltekén "NW" felé, a délin "SW" felé haladnak körülbelül a térítőkig, aztán éjszakra fordulnak s parabolikus ívvel térnek vissza ismét kelet felé, de "ENE" irányban. Ezen túl aztán erejükből veszítve elszélednek, vagy valami kontinens magaslatai feltartják őket. Sajátosságos ugyanis, hogy aránylag nem magas hegyek is képesek előrehaladásukat teljesen megakadályozni. Így tehát nem annyira a szárazföldek, mint inkább azoknak csak partszegélyei és a szigetek szenvednek nagyon sokat ezektől a forgó viharoktól.

A leggyakrabban háborítják a következő vidékeket:

1. Az Atlanti oczeánnak az egyenlítőtől éjszakra fekvő részét. Itt visszafordulásuk a Kis-Antillákon, vagy Éjszak-Amerika délkeleti partjain történik s igen gyakran eljutnak a térítőtől éjszakra Európáig is. A Kis-Antillák s általában a nyugat-indiai szigetek valósággal klasszikus földjei a forgó viharoknak. Ezekről a szigetekről kaptuk a legrészletesebb jelentéseket a forgószelek pusztításai felől.

2. Tökéletesen hasonlóak a körülmények Ázsia délkeleti partjain, ahol a khinaiak ezt a forgószelet taifun (helyesebben: tai-fung = nagy szél) néven nevezik. A taifun igazi hazája Luzontól nyugatra a dél-khinai tenger éjszaki részében van. Itt szoktak megfordulni s aztán a japáni partok mentén messze felmennek éjszakra. Gyakran érintik a khinai partokat is.

3. A Csendes oczeán déli részében is elég számos örvénylő zivatar keletkezik s különösen a Hebridák és a Szamoa szigetek szenvednek tőlük.

4. Az indiai oczeán éjszaki részében úgy a Bengáli-öbölben, mint az Arab öbölben gyakoriak s különösen az előbbi helyen az indiai meteorologusok behatóan tanulmányozták őket. Rendszeresen *NW* irányban tartanak s csak ritkán fordulnak már vissza, mert korábban partot érnek s akkor megszűnnek. De megtörtént már az is, hogy a Bengáli-öbölben keletkezett forgóvihar átszelte a félszigetet s az Arab-öbölben is végig száguldott s ott fordult vissza *NNE* felé. Az Arab-öböl ciklónjai rendszeren a Lakkedivák és Maledivák közt keletkeznek s ami különös, a délnyugati monzun előtt eleinte keletnek tartanak s úgy fordulnak vissza nyugat felé, tehát a pálya ívének domború oldala kelet felé van. A téli monzun idején pályájuk rendes.

5. Az Indiai oczeán déli részén szabályosan futnak a ciklónok, eleinte *WSW* felé, aztán a baktérítő táján visszafordulnak és *ESE* felé tartanak. Gyakran megállnak egy helyt s újra megindulnak. Ezeket a forgóviharokat a loirásokban rendszeren Mauritius-orkánoknak nevezik, a sokat háborgatott sziget után.

Valamennyi forgóvihar pályáját tehát főképen az jellemzi, hogy a térítők és az egyenlítő közt keletkeznek, eleinte az egyenlítőtől folyton távolodva keletről nyugatra tartanak, körülbelül a térítők szélességében parabolikus ívvel megfordulnak

s nyugat-keleti irányban, mindig nagyobb és nagyobb szélesség alatt folytatják útjukat, míg el nem szélednek, vagy valami kontinens fel nem tartja őket. A kontinensek belsejében csak nagyon ritkán mutatkoznak s akkor is igen sokat veszítenek pusztító jellegükből. A visszafordulás helye nem állandó, de rendszeren a trópusokon kívül van már.

A forgószelek előrehaladását ne úgy képzeljük, mintha abban mindig ugyanazok a levegőtömegek vennének részt s ezek, mint a megindított pergő, haladnának előre. Közelről sem! Az örvénylésben mindig új és új légtömegek vesznek részt s tulajdonképen csak a tűnemény halad előre, épen mint pl. a hullámforma. A forgóvilharok előrehaladásának sebessége az éjszak-atlanti ciklónokban egész a visszafordulásig körülbelül 19 km. óránként, míg a visszafordulás után a sebesség tetemesen megnő s felvehet óránként 43 km. sebességet is. A visszafordulás után a sebesség megnövekedése az összes forgószelekre szabályul állítható fel. A taifunok valamivel lassabban haladnak, több mérés középértéke szerint óránként 15—16 km.-rel; de a visszafordulás után óránként 60—90 km. sebességgel is rohanhatnak tovább. A délpaczfikus ciklónok sebessége szintén közepesen 15 km. óránként. A bengáli öböl ciklónjai aránylag lassan haladnak, óránként $9\frac{1}{2}$ km., az Arab öbléi szintén csak 12 km.-t.

A forgóvilharok az évnek nem minden szakában fordulnak elő egyforma gyakran, hanem rendszeren a késő nyári és őszi hónapokban, kivéven az Indiai oceán éjszaki részét, ahol a monzun megfordulásával jelentkeznek leggyakrabban. A nyugat-indiai ciklónok leggyakrabban július, augusztus, szeptember és október hónapokban keletkeznek, míg az év első három hónapjában a ritkaságok közé tartoznak. A taifunoknak a Dél-kinai tengerben ugyanez az évi periodusuk. Az Indiai oceán déli részében (Mauritius-orkánok) s a Csendes oceán déli felében szintén ennek a féltekének őszeleje a legveszélyesebb, mert itt a ciklónok leggyakrabban december, januárius, februárius és márczius hónapokban jelentkeznek, míg a június, július, augusztus és szeptember rendszeren mentek maradnak tőlük. Az Indiai oceán éjszaki részében, a Bengáli és az Arab öblökben a május-június és az október-november a legveszélyesebb, amikor a monzun megfordul. A nyugatindiai szigetek közt évenként

átlag kettő szokott keresztül vonulni, a Bengáli öbölben évenként kettő-három, az Indiai oceán déli részében évenként körülbelül kilenc, a Csendes oceán déli részében átlag minden évben négy, csak a taifunokkal nem vagyunk egészen tisztában, a DOBERCK által adott szám, t. i. évenként 19, ugy magyarázható, hogy más egyéb viharokat is beleszámított.

A ciklónok pusztításai gyakran minden képzeletünket felülmúlják. Pusztít pedig az óriási sebességű szél, amely falakat dönt le, tetőket messze elröpít, kövekkel és téglákkal hajigál. Különösen rettentőnek mondják a vihar bömbölését, amely miatt nem lehet hallani a házak összeomlását, a tetők leszakadását. A szélen kívül nagy pusztítást visz véghez a szakadó zápor, amely gyorsan árvizeket okoz. Az 1882 október 20.-án Manilában észlelt taifun elvonulása alkalmával közvetlenül a szélesendes középpont megérkezése előtt 15 perc alatt 100 mm. eső esett (nálunk az alföldön egy év alatt átlag 600 mm. esik). A felhőkből csodálatos sűrűen hulló villámok a nagy szélben óriási veszedelmet okozhatnak. Végül még egy szörnyű katasztrófa szokott a forgószelekkel együtt járni s ez az a rohamos vihar-dagály, amely óriási hullám alakjában szokott a partokra kirohanni s elsöpör mindent, amit útjában talál. Ezt a rohamos dagályhullámot részben a hirtelen légnyomásváltozás, de főként az iszonyú erejű szél okozza, amelynek duzzasztó hatása nagy sebessége mellett könnyen belátható.*)

* * *

A ciklónszerű, örvénylő mozgásoknak legkisebb kiterjedésű faja a *tornado* s a vele rokon *víz- és portölcsér* s végül a származás tekintetében ezektől különböző, egészen kicsiny és ártatlan forgószél, amely a mi alföldünkön is jól ismeretes, mint torony, „melyet porból rakott a szél“.

*) A trópusos forgóviharokról való irodalom kimagasló művei a következők: H. W. DOVE: Das Gesetz der Stürme. Pogg. Annalen 52. k. — TH. REYE: Die Wirbelstürme, Tornados und Wettersäulen in der Erdatmosphäre. Hannover 1872. Ebben a műben a 237. lapon az irodalom részletes összeállítását is megtaláljuk s általában a legkitűnőbb összefoglaló művek egyike. — Eredeti észlelésekkel foglalkoztak különösen: REDFIELD a nyugat-indiai ciklónokkal (American Journ. of Sc. XX., XXV., XXXI., XXXV., XLII. kötet 1833—42.), WM. REID különösen elméletileg, önálló művekben (An attempt to develop the law of Storms by means of facts, III. kiadás, London 1850. — The progress of the development of the law of storms. London 1849. sib.). PIDDINGTON szám-

A *tornádó* az éjszak-amerikai Egyesült-Államok középső államainak specziális tüneménye, amely nagyobb depressziók szélénél délkeleti negyedében szokott előfordulni. Rendkívül heves, néhány száz méter átmérőjű örvénylő légmozgás ez, amely körülbelül a cumulus-képződés régiójában keletkezik s onnan harapódzik lefelé, mig nem egészen közel jut a Föld felszínéhez, vagy azt el is éri s akkor rettentő pusztítást visz véghez az örvénylő mozgás csodálatos sebessége miatt.

A tornádók keletkezését a következő körülmények teszik lehetővé.*) Az Egyesült-Államok területén a nagy ciklónok éjszakai és déli fele között rendkívül nagy hőmérséklet-különbség szokott lenni, sokkal nagyobb, mint Európában. Ha ezek a nagy depressziók a Mississipi nagy teknője felett tartózkodnak, a Sziklás-hegység, az Alleghany és a nagy tavak vidéke által bezárt területen, ahol a tornádók szoktak előfordulni, akkor a depressziókhoz akadálytalanul áramlik éjszakeről Canada nagyon hideg és a mexikói öböl nagyon meleg és nedves levegője. A depresszió délkeleti szögletében tudjuk, hogy a Föld felszínén délies irányú szelek vannak, míg nagyobb magasságban *SW*, majd még feljebb *W* irányú szél az uralkodó. Ez a magasban futó, *W—E* irányú légáram már az éjszakai vidékek hideg levegőjét hozza, míg alul a mexikói öbölről jött levegő hoz nyomasztó meleget a tornádó járta vidékekre. Valószínűleg tehát igen élesen határolódik el fenn egy túlhideg, lenn pedig nagyon meleg légáramlás s a labilis állapotnak extrém esete áll elő, amikor az alsó, meleg légtömeg a fenn uszó hidegebb rétegen

talán értekezése jelent meg a Journ. of the R. Asiatic Society of Bengal kötetiben a Bengáli öböl forgózivatarjairól. THOM a délindiai viharokkal foglalkozik: An inquiry into the nature and course of storms in the Indian ocean south of the equator. London 1845. cz. főművében. Ezenkívül ESPY és HARE szintén számos műben foglalkoztak a ciklónok elméletével. TOYNBEE: Met. of the North Atlantic August 1873. London 1878. — MELDRUM Notes on the forms of Cyclones in the Southern Indian ocean. Met. Office London 1861. — ABERCROMBY: On Meldrums rules for handling ships in the Hurricanes of the Southern Indian ocean etc. Journ. Scottish Met. Soc. Ser. III. No. 6. — L. FROC: Typhoon highways in the far east. Zikawei 1896, s általában a zikawei obszervatorium több kiadványa. — ELIOT: Handbook of Cyclonic storms. Calcutta 1890. — T. B. VINES: Investigaciones relativas a la Circulation y translacion ciclonica en las Huracanes de las Antillas. Habana 1895. — GARRIOTT West Indian Hurricanes. Washington 1900. — Végül még a Met. Zeitschrift számtalan idevonatkozó értekezésére utalunk.

* DAVIS: The relation of tornados to cyclones; American Met. Journ. I. kötet, 1884.

kéményszerűen tör keresztül. Ilyenkor támad az a roppant sebességű örvénylés, amely aztán magával ragadja az alsó levegőrétegeket is, mignem lenyúlik az a Föld felszínéig is. Valószínű, ha egy hegygerincz húzódnék keresztben a Mississipi völgyén át, amely képes volna összezavarni a depressziókhoz áramló, nagy hőmérséklet-külömbőségű levegőtömegeket, akkor a tornádók ezen a vidéken teljesen ismeretlenek volnának.*)

A tornádók jellege a következő: Ijesztő sötét felhő jelenik meg az égen, amelyből jégesapokhoz hasonló felhőnyulványok függenek alá. A lefüggő felhők egyike aztán nagyon el kezd lefelé növekedni, megvastagszik s alsó hegyes végével lassanként a földfelszín közeléig ér. Néha nem éri el a Föld felszínét s ártalmatlanul vonul el a vidék felett, máskor csak a fák és házak tetejét éri, de amit elér, azt könyörtelenül elpusztítja: lekapja a kéményeket, a fák koronáját megtépi, a hegyeken a sziklákat rombolja. Ha azonban egészen leér a Föld felszínéig, akkor alsó vége porfelhőbe burkolózik s leirhatatlan pusztítást visz véghez egy keskeny sávon, amerre végig vonul. Szélessége különböző ugyan, de néhány száz méternél sohasem több. A forgatag közepén a légnyomás rendkívül kicsiny, de mérni még nem sikerült, csak hatásaiból következtethetünk: lezárt palaczkok dugói kirepülnek, elzárt házak valósággal szétrobannak a belső, nagynyomású levegő hatása alatt. A forgószél sebessége csodálatosan nagy: 45 m. másodpercenkénti sebességtől 250 m., sőt 450 méterig is felmehet másodpercenként, ami már a kilőtt puskagolyó sebessége. Semmi sem áll ellent ennek a sebességnek. Ammellett a tornádóban a levegő felfelé száll s így mindent, amit letört, a magasba emel. Embereket, állatokat, sőt faépületeket is felragad a levegőbe s távol ejti le ismét őket. A pusztítás vonalához egészen közel, néhány száz méternyire pedig esetleg a falevél sem mozdul meg, vagy zavartalanul fúj az egész nap tartott rendes szél. A tornádóban a szél a keringésen kívül befelé is tart a tornádó közepe felé s így ebben is hasonlít a többi ciklón-mozgáshoz, amelyek-től valószínűleg csak méretekben különbözik. A tornádó továbbhaladása sokkal lassúbb, mint a szél sebessége, rendesen nem

* FINLEY: Report on the character of six hundred tornadoes; Prof. Papers Sign. Serv. No. VII. Washington 1884. — Ugyancsak töle: Tornadoes, New-York, 1887.

több, mint 10—30 m. másodpercenként. Továbbhúzódása közben néha jobbra-balra kitér az alsó vége, máskor meg fel-felszakad a Föld felszínéről s húzódásának vonalán egyes darabokat pusztítatlanul hagy.

Leggyakrabban tavasszal és nyár elején jelennek meg és pedig a nap legforróbb szakában, délután 2 és 8 óra közt, sőt még inkább 4—6 közt. Az Egyesült-Államokban évenként átlag három pusztító tornádóra lehet számítani.

A tornádókhoz hasonló, de sokkal enyhébb tünetmények a *víztölesér* és a *tromba*, amelyek közül a víztölesérek különösen a melegebb tengerek felett mutatkoznak. Külső alakjukban is nagyon hasonlítanak a tornádókhoz, de sokkal kisebb átmérőjűek. Ha lenyulnak egészen a tenger színéig, akkor magukkal ragadják a porrá tört vizet s ez teszi ki a víztölesér tömörnek látszó testét. Néha a tölesér elszakadni látszik, de ez természetesen csak látszat, t. i. a megszakadás helyén is örvénylő mozgásban van a levegő, de nincs anyag benne, amely láthatóvá tenné ezt az örvénylést. A víztölesérek úgy mint a szárazföldön a trombák, rendszeren csak meleg, zivataros időkben jelentkeznek, de előfordulnak szeles, sőt viharos időjárás alkalmával is.

A szárazföldön keletkező trombák ugyanilyen jelenségek, csak gyérebben fordulnak elő s a mérsékelt égöv alatt gyakoriabbak. A tölesért ezeken a földről felszedett por, vagy homok, vagy pedig a felhők anyaga teszi.

Végül meg kell még emlékeznünk a nálunk is igen gyakran látható forgószelekről, amelyek valamivel más okból származnak. Itt t. i. a Föld felszínéhez egészen közel levő levegőrétegeknek a heves felmelegedése okozza ezt a hirtelen felfelé való kéményszerű feltódulást, amely természetesen gyors örvényléssel jár. Nagy magasságokra emelik fel ezek a port és apróbb tárgyakat, falevelet, galyakat, papirost stb., rendszeren zivatarrá hajlandó időjárás esetén. Amily gyorsan keletkeznek azonban, ép oly gyorsan szét is foszlanak.

Megjegyezzük még, hogy ezek a kisebb méretű forgószelek: a tornádók, víztölesérek, trombák és forgószelek közel rokonságban vannak a zivatárokkal s tulajdonképen a fő különbség köztük a tünetmény egyes elemeinek méreteiben van. A forgó szelekben a szél erőssége, a forgás intenzitása játsza a főszerepet,

a zivatarokban a felhő és csapadékképződés, továbbá az elektromos tünemények.

*

Végül, még mielőtt befejeznők a szelekről szóló mondan-
dóinkat, néhány nevezetesebb lokális szél rövid ismertetését
iktatjuk ide, betűrendben.

1. *Baquo* heves, taifun jellegű forgószél a Filippi szige-
teken, amely akkor keletkezik, amikor az éjszakkéleti téli szelet
(monzun v. passzát) a nyári délnyugati monzun váltja fel, vagy
fordítva. Ezt az időszakot zivataros, nyomasztó meleg időjárás
és alacsony légnyomás jellemzi. Hasonló időben keletkeznek a
collas nevű viharok is, amelyek néhány napig tartanak s a két
ellenkező irányú szél küzdelme folytán támadnak.

2. *Belat* Arabia délkeleti partjain december közepétől már-
ezius közepéig várható éjszaki vagy éjszak-éjszaknyugati szelek,
amelyek a meglehetősen magas partokról nagy erővel zuhannak
le a tengerre s a hajókra nézve veszélyesek lehetnek. Ilyenkor
a *NE* monzun az uralkodó, amely a partokkal párhuzamosan
fúj s valószínűleg ezzel áll összefüggésben ez a napokig tartó
heves szél. Különösen a Kurian-Murian öbölben veszélyes.

3. *Blizzard* Éjszak-Amerika Atlanti partjainak erős *NIV*
viharja, amely különösen téli időben igen alacsony hőmérsék-
letet, erős hózivatarokat, sokszor pedig, nagy hevességénél fogva,
veszedelmes pusztításokat okoz New-York vidékén, így pl. 1888.
márczius 11—14. közt olyan óriási hóvihar volt, hogy New-York
csak a tenger alatti kábel segítségével tudott érintkezni Angliá-
val. Ez a szél tulajdonképpen ugyanaz, mint a Mississippí völgy
„norther“ szele, s nagyon hasonlít a mi boránkhoz.

4. *Bora* az Adriai tenger éjszakkéleti partjain jelentkező igen
erős leszálló szél, amely akkor keletkezik, ha az Adriai tenger
délkeleti részében barométeres minimum tartózkodik, vagy pedig
Közép-Európa felett a légnyomás gyorsan megnő. Ilyenkor a
Karszt és a Dinári alpok tengerfelőli meredek lejtőjén valóság-
gal lezuhanik a felső vidék hideg levegője. Leszállása közben
persze felmelegszik, de felmelegedése dacára is mint hideg
szél jelenik meg a tenger partján, mert hisz a Karszt magas
platóvidékeinek hőmérséklete tetemesen alacsonyabb, mint az
alatta elnyúló keskeny partszegélyé. A bora tehát száraz, hideg,
roppant heves rohamokban (refoli) fuvó, *NNE*, *NE* és *ENE*

szél, amely azonban nem terjed messzire csak Triesztől mintegy Albániáig, de már Lesina táján sokat vesztett hevességéből. Leginkább télen dühöng, míg nyáron ritkább és gyengébb. Ha egyszer elkezdődött, akkor napokig tart, nem csillapodó hevességgel. Jöttét rendszeren derült időben erős cumulusfelhők jelzik, amelyek a hegyek felett képződnek s alul élesen elhatárolódnak. Később gyakran borult az ég a bora időtartama alatt, de a cirrostratusok ilyenkor délies irányú szélre vallanak, tehát a magasban a szél már ellenkező irányú. Kinn az Adriai tengeren már alább hagy a szél sebessége s délibb részén zavartalanul fújhat a délkeleti scirocco.*)

Érdekes, hogy a bora hirtelen lezuhanva az Adria színére, azon szabályos ingást (seiche) hoz létre, amely egy-egy lengését körülbelül 140 perc alatt végzi.

Az Adria borájához tökéletesen hasonló tünetényt észlelnek a Fekete tenger *NE* partjain Novorosszisk vidékén. Itt a Kaukázus lealacsonyodott gerince hirtelen szakad le a tenger színére déli oldalán, míg éjszakon sokkal lankásabban, enyhébben sínul el. Erről a gerinczről zuhan alá, rendszeren téli időben a Kaukázus éjszaki lejtőjének fagyos levegője a Fekete tenger meleg színére. Felhők jelennek meg a hegyek gerincein, amelyek mindinkább növekednek, de egyszerre valamely helyen a szél roppant hevességgel leragadja őket a tengerpart felé, de oda már nem érkeznek le, mert útközben (a légáramlás leszállása miatt) elpárolognak. A szél aztán a tenger színét érve, abban nagy kavarodást idéz elő, a vizpor sóssá teszi a levegőt s a hajók kötelei és árboczei jégkéreggel vonódnak be. A tengeren azonban a partoktól aránylag csekély távolságra, megszűnik ennek a borának a hatása.**)

5. *Boreas* volt a neve a régi görögök nyelvén az éjszaki szélnek.

6. *Buran* néven neveznek az orosz pusztákon, a szibíriai tundrákon és erdőtlen síkságokon minden heves vihart. Meg lehet különböztetni téli és nyári buránokat. A nyári buránok nyomasztóan forrók, tele vannak porral, amely behatol a leg-

*) LORENZ ÉS LOTHE; Lehrb. der Klimatologie, Wien 1874. — Met. Zeitschr. 1889. p. 56. 1891. p. 232.

**) WRANGEL: Repertorium für Meteorologie. V. kötet. 4. füzet. Sz.-Pétervár, 1876.

jobban elzárt házakba is. A téli buránok azonban még veszedelmesebbek. Ezek tulajdonképen hóviharok, amelyek minden szabadban való tartózkodást lehetetlenné tesznek. Nem esik a hó, bár rendszeren borult az ég, hanem a földön elterülő hideg, poros havat hajtja az orkán, gyakran gyorsan egymás után következő forgószelek alakjában. Látni ilyenkor teljes lehetetlen, eltévedni igen könnyű. Ezek a viharok az éjszak-szibíriai tundrákon, ahol a bennszülöttek *purga* néven ismerik, korlátlan bőszyűtséggel nyargalnak végig s a havat a futóhomokhoz hasonló formákba verik össze.*) A dél-oroszországi steppéken a buránok óriási kárt okoznak az állatokban. Az állatok nem daczolnak vele, hanem megrémülve rohannak a széllel tán száz kilométerre is, míg nem kimerülve összerogynak s megfagynak, vagy pedig valami szakadékba zuhannak. Szerencsére nem sokáig szokott az ilyen vihar tartani, pár óráig, leggyakrabban egy napig. Néha azonban több nap alatt is hihetetlen erővel támadnak meg mindent, ami rohamuknak ellenáll. Ammellett igen nagy (—30°-os) hidegekben is keletkezhetnek, amikor a legtöbb ember és állat pusztul el. Évenként rendszeren 10–12 buránra lehet számítani, amelyek közül a legnagyobb rész november-márczius közti időszakra esik.

7. *Burster* forró sivatagi szél, amely Ausztrália déli és délkeleti partjain a forró évszakban szokott nagy hirtelenséggel kitörni. Rendszeren az Ausztráliától délre elhúzódnó depresszió miatt keletkeznek s heveességük a délről áramló és a szárazföldről jövő levegő nagy hőmérsékletkülönbsége folytán származik. Az előbbi nagyon hideg, az utóbbi pedig rendkívül forró. Valószínűleg valamelyest főn jellege is van, amennyiben épen Sydney táján szokott a leghevesebb és legforróbb lenni, ahova szárazföldi szél csakis a hegyeken keresztül jöhet.

8. *Chamzin* forró, pusztai szél, amelyet Egyiptomban neveznek így, mert a tavaszi napéjegyenlőség utáni 50 nap alatt szokott leggyakrabban fujni. Erős déli szél ez, megtölti a levegőt porral, az ég homályos, vörösesbarna lesz, a hőmérséklet még a városokban is 40° fölé emelkedik, a levegő nedvessége pedig leszáll 12%-ra is, a légnyomás sűlyed a szél kitörése előtt. Kairoban átlag évenként 11 nap szokott chamzin fujni, de elő-

*) MIDDENDORFF.: Reisen nach den äussersten Norden. St.-Petersburg, 1848—75.

fordul évenként néha 25—30 chanzinos nap is, meglehetősen egyenletesen eloszolva márczius és május közé eső időszakra. *)

9. *Chubascos* a nevük azoknak a majdnem tornádó erejű zivataros szeleknek, amelyek Nicaragua csendes oceáni partjain május első felében, továbbá szeptember és október hónapokban majdnem mindennaposak. A *NE* passzát visszavonulását vagy újra való megjelenését kísérik.

10. *Collas* l. Baquio.

11. *Fön* az Alpok északi oldalán és völgyeiben jelentkező meleg, száraz szél, amelyről korábban bőven volt szó.

12. *Greco* a neve az olasz hajósok nyelvén az éjszakkéleti szélnek.

13. *Harmattan* forró, száraz sivatagról jövő szél, amely Afrika nyugati partjain Marokkotól Kamerunig érezhető. Különösen heves és száraz azonban Guinea partjain, ahol a rendesen nedves trópusos klimában nagyon kirívóan ellentétes időjárást okoz. A szél ugyan nappal rettenetes forró, de szokatlan szárazsága miatt mégis hűsít s miután az eget derültté teszi, az éjjelek aránylag hűvösek. A vele járó szárazság különösen kellemetlen, eltűnik minden zöld, az ember bőre felrepedezik, a levegőt por lepi el. Rendszeresen novembertől márcziusig szokott a harmattan uralkodni s évenként 20—30 napra lehet számítani. A szél iránya mindenütt keleties vagy *ENE*, a vele járó szárazság oly nagy, hogy a levegő nedvessége 40—30, sőt 10%-ra is leszáll.

14. *Kita* néven nevezik a bangkokiak azokat a márcziusban uralkodó déli és délnyugati szeleket, amelyek a délnyugati monzun beköszöntését megelőzik s tulajdonképen az éjszakkéleti monzunnak vetnek véget.

15. *Kossava* délkeleti szél Temesmegye déli részében, amely száraz voltával és hevességével nagyon feltűnő. Érezhető az egész Bánságban s különösen ősszel és tavasszal gyakori és erős. Legerősebb az Alduna nyílása felett, ahol valószínűleg neki köszönhetjük, hogy a deliblati pusztán az eredetileg vízből leülepedett homok jelenleg futóhomok alakjában, nagy magasságú buczkákban vonul éjszaknyugat felé. Minden jel

*) J. NIEMEYER: Die heissen Winde der Wüstengebiete. Meldorf, 1891.
O. SCHNEIDER: Der Chamsin und sein Einfluss auf die niedere Tierwelt. Festschrift d. Ver. für Erdkunde zu Dresden.

arra mutat, hogy a kossava fön jellegű s a romániai alföldről lép át a hánsági hegyeken keresztül az alföldre.

16. *Leste* néven nevezik a harmattant Madeira vidékén. Még Funchalban is, 600 kilométerre az afrikai partoktól képes a nedvességet 20%-ra szállítani. Sok vörös port hoz a sivatagról.

17. *Levante* olasz hajós nyelven a pontosan keleti szél.

18 *Leveche* szintén sivatagi szél, amely Spanyolország déli partjainak sciroccoja. *SE* egész *SW* felől jő, nem annyira erőssége, mint inkább roppant forrósága és szárazsága az, ami valósággal veszedelmes. Nem szokott váratlanul kitörni, hanem előjelei vannak. A déli horizonon piszkos, sárgásbarna felhőcsik jelenik meg, teljes szélesend áll be, a tenger tükörsíma. Egyes rohamokkal kezdődik, amelyek azonnal felismerhetők rekkenő forróságukról. Minden hónapban egyformán jelentkezhettek, de a partoktól nem terjed messze be a szárazföldre.

19. *Libeccio* az olasz tengerészek nyelvén a meglehetősen gyér délnyugati szélnek a neve, az Itáliát környező tengereken.

20. *Maestro*-nak nevezik az olasz hajósok az éjszaknyugati szelet Itália tengerein. Rendesen derült szép idővel jár.

21. *Mistral* Dél-Franciaország borája, amely az Ebro torkolatától a Genovai öbölhig a partszegély uralkodó szele. Ugyanolyan körülmények között áll elő, mint az Adria borája: a Földközi tenger felett alacsony légnyomás vagy Nyugat-Európában nagy légnyomás. De sokszor az izobarok elhelyezkedése alapján alig lehet gradienst kimutatni, inkább csak a partszegély magas hőmérséklete okozza az egészen keskeny sávban, szorosan a partszegélyhez kötött jelenséget. Csak a Rhöne völgye nagyobb levezető árok, amelyen a francia és német platóvidékekről a hideg levegő lefolyásra talál. Az év minden szakában előfordul s erőssége és gyakorisága oly nagy, hogy a fák mind a tenger felé dőlnek. Gyakran vonatokat fordít fel s ellene a kerteket erős czipruszsorokkal kell védelmezni. Igen sokat szenved ettől a szélről a Rhöne deltavidéke, továbbá Languedoc száraz, kopár partszegélye. A szél hideg, derült időt hoz. Az év folyamán általában minden második nap van mistral s nappal mindig sokkal erősebb, mint éjjel, ami ismét egészen lokális jellegére mutat, t. i., hogy a partszegélyek nappali felmelegedése okozza azt a gradienst, amelyet a szél követ.

29. *Nemere* a Székelyföld kemény, hideg keleti szele, amely sokszor napokig, sőt hetekig uralkodik különösen Háromszék-megyében. Róna kimutatta erről a szélről,*) hogy igen erősen főn jellegű s rendkívül száraz légáramlás gyanánt jelentkezik. Így pl. egy erős nemere következtében Seps-Szt-Györgyön 1902. április 18.-án 17%-ra szállott le a levegő nedvessége! sőt ápr. 19.-én Csik-Somlyón 12%-ra, ami csak igazán sivatagi szelek uralkodása alatt szokott előfordulni. A nemere akkor köszönt be, ha Oroszország felett magas a légnyomás, míg az erdélyi medence valamely nagy dél-európai depresszió hatása alatt áll. Előfordulásának és egyéb hatásainak körülményeiről még nagyon keveset tudunk tudományos értelemben. Hogy télen fagyosan hideg, daczára főn jellegének, az nagyon természetes, hisz Oroszország csikorgó hideg telét hozza át a bérézeken.

23. *North* vagy éjszakai szél a neve annak a rendkívül erős és igen hideg szélnek, amely az Egyesült-Államok déli, meleg vidékein szokott dühöngeni. Éjszaken magas, délen alacsony légnyomás folytán támadnak és csodálatos gyorsan lehűtik a levegőt a mexikói öböl körül, különösen Texasban és Arkansasban, de gyakran kiterjednek a mexikói öbölre is, sőt a tehuatepeki iszthmuson át a Csendes Oceánra is kijutnak. Közeledtükét sötét felhő jelzi, amelyből itt-ott esik egy kevés eső. Mikor a felhő a zenitre ér, akkor kitör a nagyon száraz és hideg szél s roppant erővel nyargal végig a préríken. Jaj az utasnak akit útban talált a kietlen pusztákon! Szerencsére csak rövid ideig tart s amily gyorsan lehűtötte a levegőt sokszor 24^o-ról — 1^o-ra, ép oly gyorsan felmelegszik utána az idő. Száraz volta miatt még jobban érezni hidegét, mert a párolgást nagyon elősegíti.

24. *Nor'wester* vagyis északkeleti viharral száguldanak végig a Bengáli öböl partjain nyáron a zivatarok, amelyek mindenben hasonlítanak a mi nagy nyári zivatarjainkhoz. Ezek előtt is erős, rövid ideig tartó szélrohamok vannak. Felhőképződmények a magasabb régiók eltérő szélirányairól tesznek tanúságot. Előhaladásuk iránya is éppen keresztezi a nyáron át ott uralkodó délnyugati monzun irányát.

*) Róna Zs.: A levegő nagy szárazságának érdekes esetéről; Természettudományi Közlöny, 1902. 559. lap. Ez a becses cikk igen megérdemli a tanulmányozást.

25. *Ostro* névvel az olasz tengerészek a pontosan déli szelet jelölik.

26. *Pampero* a La Plata vidék zivatarjainak szélrohama, amely nagy erővel tör ki *SW* felől s kirohan az oceánra is. Rendszeren júniustól októberig lehet tőle tartani, de csak rövid ideig, rendszeren néhány óráig tart.

27. *Ponente* névvel az olasz tengerek hajósai a pontosan nyugati szelet jelölik.

28. *Purga* a buran szibíriai neve.

29. *Scirocco* nevezet alatt kétféle szelet foglalnak össze. Az igazi scirocco a Földközi tenger vidékein az esős évszak jellemző szele s rendszeren délről, vagy délkeletről jön, meleg és tele van nedvességgel, hatalmas felhőképződményekkel és esővel. Épen olyan tehát, mint nálunk a depressziók délkeleti oldalán fúvó szelek s akkor is állnak tényleg elő, mikor az Adria felett minimum helyezkedik el. Hosszantartó, nyomasztó meleget és átható nedvességet hozó szelek ezek s épen ellentétei a borának. — Scirocconak nevezik azonban a Sicilia déli részén néha kítőró forró és száraz, az afrikai pusztákról porral megrakodva átesapó sivatagi szelet is, amely képes még éjjélkor is 35° meleget előidézni. Minden hónapban előfordulhat, de leggyakoribb tavasszal s évenként átlag 10—12 sciroccoviharra lehet számítani. Iránya *SE* és *SW* közt változik.

30. *Számum* vagy Szimum a neve minden forró sivatagi viharok az arabok lakta sivatagokon, tehát a Szaharában, az arabiai és a szíriai sivatagokon. Egyiptomban chamzinnak nevezik ugyanezeket. A sivatagokon keletkező viharok vagy erős szelek azért veszedelmesek, mert először is nagyon sok homokot hordanak, amivel megakadályozzák a látást, nehezítik a lélegzetvételt s fájdalmat okoznak a fedetlen testrészekben. De másodszor a homok hőmérséklete szélesendes napon a felszínen felmelegedhet 70°-ra is s ha ezt a homokot veszi most valami hirtelen kítőró vihar a szárnyaira, úgy ettől a homoktól a levegő hőmérséklete fog, 50°-ra is, felmelegedni, ami aztán csakugyan tűrhetetlen forróság. Az állatokat ilyenkor nem engedik lefeküdni, hanem háttal a szélnek, állva várják a végét ennek a rendszeren rövid ideig tartó tűneménynek. A széltől korbácsolt homok állítólag ilyenkor erősen elektromos a dörzsöléstől. Azelőtt mérges természetűnek hitték ezt a homokot, de valószínű,

hogy csak szörnyű forróság és szárazság az, ami életveszélyes. Hogy ilyenkor a karavánokat eltemeti a homok, az nem valószínű, legfeljebb akkor, ha már állat és ember elvesztette öntudatát.

Ezek a forró szélviharok különböző okból és különböző periodussal szoktak kitörni. Így pl. az algériai Szaharán a *NW* és a *SE* szél az uralkodó. Ezek közül a *NW* hűvösebb s a partokon tartós esőzést okoz. Ez a téli szél. Nyáron a *SE* az uralkodó, ez forró, számmum jellegű. Bagdadban májustól szeptemberig gyakoriak az arábiai pusztákról jövő forró szelek, amelyeket az általános forróság miatt nappal nem vesznek igen észre. De napnyugta után, amikor a hőmérő már lesüllyedt 38—40°-ra, néha napján forró nyugati szél támad, amely ismét felemeli a hőmérőt 42—45°-ra. Valósággal fullasztó ilyenkor a meleg, de nem tart sokáig: néhány percz, néhány óra múlva kellemes hűvösségnek ad helyet a forró szél.

31. *Tramontana* az olasz tengerészek éjszaki szele különösen az Adrián.

32. *Vázsonyi szél* a Balaton bóraszerű, erős *NNW* szele, amely a veszprémi platóról zuhan le a Balaton mélyedésébe. A zalai halászoknak kellemetlen, mert leveri őket a déli partra.

33. *Zala szele* vagy *Belső szél* a balatoni hajósok szerint a *WSW* szél, amely rendszeren esőt hoz, télen pedig a jeget olvasztja. A télen fúvó keleti szelek hozzák a Balaton vidékére a kemény hidegeket s miután a halász helyesen sejti a szél eredetét, azt szokta mondani, hogy »a hazájából fúj«.

34. *Zephyros* néven nevezték a régi görögök a nyugati szelet.

III. RÉSZ.

A LEVEGŐ PÁRATARTALMA ÉS ANNAK KICSAPÓDÁSA.

I. FEJEZET.

A levegő páratartalma.

A levegőben levő, teljesen átlátszó vizgőznek vagy párának a mennyiségét leghelyesebben akképen adjuk meg, hogy megmondjuk, hány gramm vizgőz van egy köbméter levegőben. Ezt az adatot a levegő abszolút páratartalmának szokás nevezni, de mintán ez felesleges, elegendő, ha egyszerűen páratartalomnak nevezzük. A levegőbe nem fér el tetszőleges mennyiségű pára, hanem csak egy bizonyos határig juttathatunk bele párat, s ha ezen a határon túl adunk még hozzá, akkor a felesleg mint cseppfolyós állapotú víz kiválik — kicsapódik belőle. Ez a határ annál messzebb van, minél melegebb a levegő, tehát a levegőben lehetséges maximális páramennyiség a hőmérséklettől függ. Ezt a maximális mennyiséget a hőmérsékletnek megfelelően a következő táblázatban találjuk grammokban, köbméterenként.

Hőmérséklet	—25	—20	—15	—10	—5	0 ^{*)}	+5	+10	+15	+20	+25	+30
Páratartalom	0·58	0·93	1·43	2·20	3·31	4·90	6·85	9·34	12·74	17·15	22·84	30·09

Alacsony hőmérséklet mellett tehát a páratartalom rendkívül csekély, míg +30^o-on túl rendkívül gyorsan nő. 30^o hőmérsékleten több mint tízszer annyi pára fér a levegőbe, mint —5^o-on. 3500 m. emelkedéssel a levegő 35^o-kal hűl le,

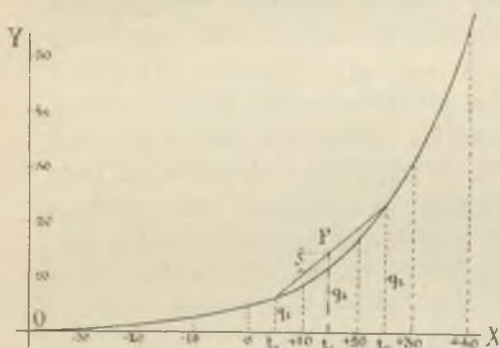
^{*)} 0^o-on és azon alul a levegőben lehetséges páramennyiség egy csekélyet különbözik, a szerint, hogy jég vagy víz felett van-e a páradús levegő. 0^o-on, jég felett csak 4·88 gm. vizgőz fér a levegőbe.

tehát ennyire való felemelkedése közben minden köbméter telített levegőből 28 gr. vízgőz csapódik ki, ha a kihűlést nem lassítaná a kicsapódás folytán felszabadult meleg. A maximális páratartalom és a hőmérséklet közötti összefüggést az 58. ábrán látható grafikon mutatja, ahol a vízszintes vonalra a hőmérsékleteket rajzoltuk fel s minden hőmérsékletnek megfelelően a függélyes vonal hossza jelenti a levegőben foglalható páramennyiséget grammokban.

Igen fontos megjegyzésünk, hogy két egyenlő térfogatú, különböző hőmérsékletű levegőtömeg összekeveredése feltétlenül párákicsapódással jár, amit legegyszerűbben az 58. ábra rajzán magyarázhatunk meg.

Ha t_1 és t_2 hőmérsékletű, egyenlő térfogatú telített levegőtömegeket keverünk össze, a keverék hőmérséklete $\frac{t_1 + t_2}{2} = t_k$

lesz, amely tehát az ábránkon mint a t_1 és t_2 metszések számtani közepe fog feltűnni. A páratartalom szintén a két tömeg páratartalmának számtani közepe lesz. Az egyik tömegnek páratartalma ugyanis, ha a térfogata v , annyi, mint $q_1 v$, a másiké pedig $q_2 v$. Keverés után lesz a levegőben $(q_1 + q_2)v$, de ennek a levegőtömegnek a térfogata most $2v$, úgy hogy egy m^3 -ben

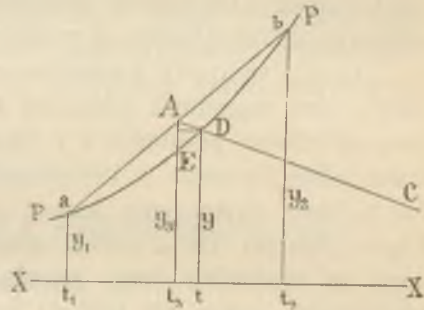


58. ábra. Összefüggés a levegő hőmérséklete és páratartalma között.

marad $\frac{(q_1 + q_2)v}{2v} = \frac{q_1 + q_2}{2}$ Ezt a páramennyiséget a Pt_k vonal tünteti fel, mint számtani közép a q_1 és q_2 között. A vonal azonban hosszabb, mint az ábra megfelelő ordinátája, mert a t_k hőmérséklet mellett a levegőbe csak q_k páramennyiség fér, vagyis a $\bar{\epsilon}$ hosszúságnak megfelelő mennyiség a levegőből ki fog csapódni. A kicsapódás közben egy esomó meleg felszabadul s emmiatt tényleg kevesebb pára csapódik ki, mint $\bar{\epsilon}$, de kicsapódás feltétlenül történik. A felszabaduló meleg hatása folytán támadó kicsapódásesükenés meghatározása valamivel komplikáltabb s elementáris uton alig lehetséges. Meg kell

elégednünk, hogy BEZOLD*) módszerének egyszerűen mechanizmusát ismertettük meg (59. ábra).

Rajzoljunk fel hasonló diagrammban a levegő lehetséges páratartalmait, de most nem köbméterenként, hanem a levegőből vett kilogrammonként. A levegőben foglalt nedvességnek ilyen módon való kifejezését BEZOLD-dal specifikus nedvességnek nevezhetjük s jelöljük y -nal. Ha tehát azt mondjuk, hogy a levegő specifikus nedvessége y , az annyit jelent, hogy az illető levegőből vett egy kg.-nyi mennyiségben y gramm pára van. A lehetséges maximális páratartalmat kifejezhetjük ezen módon is és legyen y_1 a t_1 fok hőmérséklet mellett lehetséges maximális specifikus nedvesség, y_2 a t_2 hőfokon stb. Az ilyen adatokból készített grafikon nagyon hasonlít az előbbihez: ez is gyorsan emelkedő, felfelé homorú görbe vonal. Ha két különböző hőmérsékletű, egyenlő súlyú levegőtömeget összekeverünk, akkor rendes körülmények között (t. i. ha mind a két légtömeg eredetileg ugyanazon légnyomás alatt



59. ábra. BEZOLD módszere a kicsapódó pára mennyiségének meghatározására.

állott) a keverék hőmérséklete ismét $\frac{t_1 + t_2}{2} = t_k$ lesz, míg a benne kg.-onként foglalt páramennyiség ismét y_k lesz (lásd 59. ábra). Ez a vertikális vonal az ábrán az y_1 és y_2 tetőpontjait összekötő egyenest az A pontban metszi. Az AE darab jelzi azt a páramennyiséget, amely kicsapódna, ha a kicsapódással meleg nem szabadulna fel. A felszabaduló meleg miatt azonban nem csapódik ki az egész AE hosszúsággal mérhető mennyiség, hanem annak csak egy része, amelyet épen meg akarunk határozni. BEZOLD módszere szerint már most húzzunk innen egy vonalat, (AC) amely a vertikális iránnyal 69° -ot, a horizontálissal tehát 21° -ot zár be. Ez a vonal az eredeti diagrammot D pontban metszi. Ebből húzzunk egy vízszinteset, amely az AE hosszúságot két egyenlőtlen részre osztja. A felső darab a tényleg ki-

*) BEZOLD W. v.: Zur Thermodynamik der Atmosphäre; Berliner Berichte 1890. XIX. 364. oldal.

csapódó, az alsó pedig a felszabaduló meleg miatt elnyelve maradó páratöbbletet jelenti. A D pontból leeresztett függélyes vonal a vízszintesen kivágja a keveredés és kicsapódás után beállott végleges hőmérsékletet (t_v).

Ezzel a módszerrel szükség esetén mindig kiszámíthatjuk a keveredés folytán kicsapódott páramennyiséget, amely log-nagyobb akkor, ha a keveredő levegőtömegek egyforma köbtartalmúak ugyan, de még akkor is csak nagyon csekély, úgy hogy ez nem lehet az általános oka az esőképződésnek, mint azt azelőtt hitték.

A levegő páratartalmát más úton is kifejezhetjük. Kifejezhetjük t. i. azzal a nyomással, amelyet a levegőben foglalt pára valamely nyomásmérő műszerre gyakorol. Ezt nevezzük *párányomásnak*.

Ha pl. valamely kéneseőbarométer kéneseőoszlopán át egy csepp vizet engedünk felszállni a kéneseő feletti üres térbe, az azonnal elkezd párologni s a támadt pára a kéneseőoszlopot egy kissé lefelé nyomja. A kéneseőoszlop felületéről a vízcsepp nem fog teljesen elpárologni, hanem egy része visszamarad cseppfolyós alakban. Ha a csövet oldalt billentjük, azzal a czéllal, hogy az eredetileg üres, jelenleg vízpárával telt teret megkisebbsítük, akkor azt kellene hinnünk, hogy a benne foglalt pára nyomása meg fog növekedni, miután a térfogattal fordítva arányos a gázok nyomása. Ez azonban a forrásponton alul levő vízgőzre nézve nem áll, mert annak egy bizonyos határon túl nagyobb nyomása nem lehet, amint épen egy ugyanazon térfogatban bizonyos maximális mennyiségű vízgőznél több nem foglaltathatik. A megkisebbsített térfogatból tehát a vízgőz egy része visszacsapódik a kéneseőoszlop felületén levő vízcsepphez s a pára nyomása ugyanaz marad. Egyedül a hőmérséklettel változtathatjuk meg a pára nyomását és pedig a hőmérséklettel együtt nő a telített levegő párányomása. Szerencsés véletlen, hogy a levegő párányomásának a kéneseőoszlop millimétereiben való kifejezése (t. i. hogy hány mm. magas kéneseőszloppal tart egyensúlyt a pára nyomása) körülbelől épen ugyanazokra a számokra vezet, mint a köbméterenkénti grammok száma.

A párányomás mm.-ekben ugyanis a hőmérséklet szerint a következő:

Hőmérséklet:	—25	—20	—15	—10	—5	0	+5	+10	+15	+20	+25	+30
Párányomás:	0.50	0.81	1.28	2.00	3.07	4.62	6.58	9.14	12.67	17.36	23.52	31.51

A párányomás diagrammja tehát, legalább ezeken a határokon belül ugyanaz, mint a páratartalomé.

Fontos megjegyeznünk, hogy a párával telt levegő könnyebb, mint az ugyanolyan nyomású száraz levegő, mert ugyanolyan térfogatú és nyomású vízgőz súlya kisebb, mint a levegőjé. A különbség azonban nagyon csekély s a hőmérséklet megváltozása miatt előállott súlykülönbségek sokkal tetemesebbek.

Klímatanulmányozás szempontjából nagyon fontos kifejezése a levegő állapotának az ugynevezett *nedvesség*, vagy amint rendszeren mondani szokták: *relatív nedvesség*.*) A nedvességet a levegőben foglalt tényleges és a benne lehetséges maximális páramennyiség viszonyával mérjük. Ha a levegő tényleges páratartalmát d -vel, maximális páratartalmát ugyanazon hőmérséklet mellett D -vel jeleljük, akkor a nedvesség perzentekben kifejezve:

$$n = \frac{d}{D} 100$$

amely egyszersmint kifejezhető a párányomással is, tehát

$$n = \frac{e}{E} 100$$

szintén helyes, ahol e az észlelt párányomást, E pedig az illető hőmérséklet mellett lehetséges párányomást jelenti. A párányomás és a levegő páratartalma ugyanis arányosak,**) tehát az egyenlőség fennáll.

A levegő nedvessége ugyanazon páratartalom mellett a hőmérséklet növekedésével csökkenik, ugyanazon hőmérséklet mellett pedig a páratartalommal arányosan nő. Igen érdekes figyelemmel kísérni, hogy miképen változik a levegő nedvessége, ha azt valamely hőmérsékletből kiindulva melegíteni kezdjük.

*) A nedvesség szó már magában kifejezi a páramennyiség viszonyát a lehetségeshez, mert nedves levegőnek mondjuk a téli ködös levegőt, míg száraznak a nyári derült napok levegőjét, holott ebben az utóbbiban sokkal több a pára mint az előbbiben. A relatív szó tehát pleonazmus, maga a nedvesség is elegendő.

**) A kettő közötti viszonyt a következő egyenlőség fejezi ki

$$d = \frac{0.622 p_0}{p_0} \frac{273 e}{273 + t}$$

ahol p_0 a száraz levegő specifikus tömegét jelenti a normális p_0 légnyomás mellett (= 760 mm. Párisban a tenger színében); t a hőmérséklet, a 0.622 állandó az ugyanolyan nyomású pára és levegő súlya közötti arányosságot fejezi ki; a 273 pedig az abszolút 0^o hőmérsékletre való visszaszámításból ered.

Legyen pl. a levegő 0^0 mellett párával telve; akkor egy köbméterben 4.9 gr. pára van s nedvessége 100% . Melegítsük most a levegőt, akkor

$$+ 10^0\text{-on } n = \frac{4.9}{9.34} 100 = 52.5\%$$

$$+ 20^0\text{-on } n = \frac{4.9}{17.15} 100 = 28.6\%$$

$$+ 30^0\text{-on } n = \frac{4.9}{30.09} 100 = 16.3\%$$

Amint látjuk tehát a levegő igen gyorsan szárazzá válik felmelegedés közben, ha csak valami módon meg nem szaporodik a levegő páratartalma. A 0^0 -on telített levegő $+ 20^0$ -on már olyan száraz, amilyen szárazságot csak sivatagokon találunk.

Annál gyorsabban nedvesedik azonban a levegő lehűlés következtében! A mi klímánk alatt ritkán van olyan száraz levegő, hogy 10^0 -kal lehűtve teljesen meg ne teljék párával.

II. FEJEZET.

A levegő páratartalmának vertikális és horizontális elterjedése.

DALTON törvénye szerint az egymásra chemiaailag nem ható gázok keverékének nyomása egyenlő azon nyomások összegével, amelyeket az egyes összetevő gázok kifejténének, ha a keverék által elfoglalt tért egyedül töltenék ki. Eszerint a törvény szerint a levegőben foglalt pára a magasság szerint épen olyan ritkuló rétegben kellene, hogy a Földet körülvegye, mint ahogy a levegő körül veszi. Más szóval a párayomás tartoznék a magasság szerint épen úgy csökkenni, mint ahogy a levegő nyomása csökkenik. A tapasztalat azonban ezt a következtetést teljesen megdönti: a levegőben foglalt páramennyiség sokkal gyorsabban csökkenik felfelé, mint ahogy azt DALTON fenn idézett törvényének alkalmazásával ki tudnók számítani. De azonkívül a Föld felszínén is olyan egyenetlenül oszlik el a pára, hogy azt mint külön gázburkot a levegővel össze nem hasonlíthatjuk.

De nem is szabad a levegőre annak egész kiterjedésében DALTON törvényét alkalmaznunk, mert hisz a páratartalom csak

egy pillanatnyi állapotát tünteti fel a folyton változó körülményeknek. A Föld felszínén a párolgás szakadatlanul folyik, a magasban a kicsapódásnak van igazi szintere, úgy hogy emmiatt a pára folytonos körfolyamban van s a mérés annak csak egy pillanatnyi állapotát tünteti fel. A Föld felszínén, ahol a pára képződik: ott annak nagyobb a mennyisége aránylag, mint lennie kellene, a magasban pedig, ahol a pára kicsapódik, ott meg kevesebbnek kellene lennie, mint ahogy a nyugalmi állapot kívánná. Ha a levegő teljesen nyugalomba jönne, minden párolgás és minden csapadékképződés megszűnnék, akkor bizonyos idő múlva a pára ugy oszlanék el a levegőben, mint ahogy azt a DALTON törvénye nyugalomban levő gázokra megkívánja. Ezt bizonyítja az a tény, amelyet a berlini léghajósok állapítottak meg, hogy nyáron sokkal gyorsabban csökkenik felfelé a páratartalom, mint télen, mert hisz nyáron van igazi forrongásban a levegő: gyors az elpárolgás, heves a kicsapódás, amely a pára felfelé való csökkenésének mértékét növeli. Télen, amikor a páramennyiség megváltozása általában csak lassan folyik, akkor a páratartalom is a nyugalmi helyzethez közelebb fekvő módon oszlik el felfelé, (l. 60. ábra).

Tapasztalat szerint a hegyek oldalán fölfelé valamivel lassabban csökkenik a páratartalom, mint a szabad levegőben. A hegyek oldalain és a hegyi állomásokon végzett észleletekből HANN a páratartalomnak felfelé való csökkenését a következő törvénnyel fejezte ki.**) Ha a Föld felszínén a párányomás e_0 s h méter magasságban e_h , akkor

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6300}}$$

A képlet könnyen logaritmusra alkalmazható s vele a következő kis táblázatot számíthatjuk ki:

Magasság km.: $\frac{h}{1000}$	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5
$10^{-\frac{h}{6300}}$	0.70	0.59	0.49	0.41	0.35	0.29	0.24	0.20	0.17

A szabad levegőben a csökkenés valamivel gyorsabb és pedig SÜRING**) számításai szerint a következő törvény adja meg a párányomást a magasság szerint:

$$e_h = e_0 \cdot 10^{-\frac{h}{6} - \frac{h^2}{120}}$$

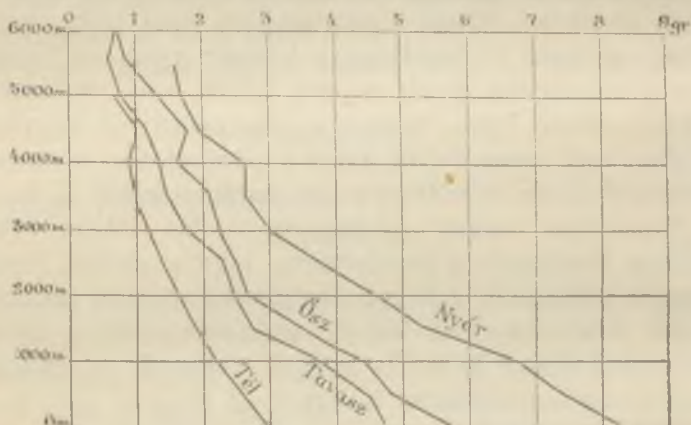
*) HANN korábbi értekezésein kívül: Die Abnahme des Wasserdampfgehaltes mit der Höhe in der Atmosphäre; Met. Zeitschr. XI. k. 1894—194. lap.

**) SÜRING: Die Vertheilung des Wasserdampfes; Wissenschaftliche Luftfahrten III. Band.

Ebből a képletből a következő kis táblázatot számíthatjuk ki, amelyben az együttható alatt az e_0 szorzóját értsük:

Magasság km.:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Együttható:	0·36	0·43	0·27	0·16	0·09	0·05	0·03	0·01	0·007	0·003

A legjobban jellemzi a nedvesség eloszlását a 60. ábránk amely a berlini léghajósok tapasztalatait egyesíti évszakok szerint.*) Az ábra vízszintes tengelyére a kilogrammokban foglalt grammok száma, a vertikális tengelyre a magasságok vannak felrakva. A diagrammok zezzugos volta könnyen érthető, ha meggondoljuk, hogy mily nehéz a léghajón páramennyiséget meghatározni s ezt tudva csak bámulhatjuk a léghajósok türelmét és törekvését, hogy ennyire is jutottak. Télen általában kevesebb a levegőben a páramennyiség, mint a többi



60. ábra. A levegő nedvessége különböző magasságokban, évszakonként, a berlini léghajósok tapasztalatai szerint.

évszakban, de legtöbb van nyáron. Különösen jellemző azonban az, hogy nyáron mennyivel gyorsabban csökken a páratartalom felfelé, mint télen. Általában, minél magasabban járunk, annál kevésbé érz meg a levegő nedvessége az évszakot.

A levegő nedvessége felfelé olyan szabálytalanul változik s annyira az időjárás szeszélyeitől függ, hogy azt nem lehet törvénybe foglalni. Hisz tudjuk, hogy a nedvesség a páratartalom és a hőmérséklet függvénye, ezeknek ellenkező, vagy

*) BRZOLD: Theoretische Betrachtungen stb. 22. lap.

együtttes járása tehát rendkívül szabálytalanná teszi a nedvesség mértékét.

A páratartalomnak geográfiai eloszlása, a mint nagyon könnyen képzelhetjük, majdnem szorosan az izotermák szerint igazodik, kivéve néhány igen kontinentális, sivatagos helyet, a hol magas hőmérséklet mellett is igen kevés pára van a levegőben. Az egyenlítőtől a sarkok felé tehát általában csökkenik a levegő páratartalma, mert hisz mindig meglehetősen közel jár a páratartalom a telítés fokához.

A nedvesség azonban nem ilyen egyszerű módon oszlik el a Föld felszínén, hanem három maximális és két minimális zónája van. Legnedvesebb a levegő az egyenlítő vidékén, különösen pedig a szélesendek övében. Innen úgy délre, mint éjszakra gyorsan csökkenik s minimumát az éjszaki féltekén a 30 és 40° közt, a déli féltekén pedig a 20—30° közt éri el. Innentől a sarkok felé ismét nő s az éjszaki sarkterítő vidékén már eléri, ha felül nem mulja a szélesendes öv nedvességét.

A nedvesség a Föld hátán legkisebb a sivatagokon, a hol az év bizonyos szakaiban a 20—30%-et alig éri el, de azért még a legelzártabb, a tengerektől legmesszebb fekvő belső-ázsiai mély sivatagokon is mindig van nedvesség a levegőben, még pedig súlyára nézve elég tetemes, csak a levegő hőmérsékletéhez képest igen csekély, más szóval a levegő igen száraz és így kevés a kilátás csapadék képződésére.

A levegőnek sem páratartalma, sem nedvessége nem maradnak állandóak sem a nap sem az év folyamán, a mint azt már a 60. ábrához fűzött magyarázat is mondotta. A páratartalom majdnem együtt jár a hőmérséklettel, t. i. minimuma reggel van a hőmérséklet legalacsonyabb állásakor, azután együtt nő a meleggel, de csak a délelőtti órákig, különösen nyáron, azután megint süllyed s minimuma van a legmelegebb órában. Ismét emelkedik azonban este felé s este 8 óra tájban megint maximumát éri el s onnan végre egyenletesen süllyed hajnalig. A délutáni megfogyatkozás a délután kifejlődni szokott erős felszállás következménye, t. i. ilyenkor a Föld felszínének közelében igen közel jut a levegőhőmérséklet eloszlása a labilis állapothoz s apró fel- és leszálló áramok keletkeznek, a melyek a magasabb régiók párában szegényebb levegőt lehozzák, a felszálló nedves felszíni levegő helyére. Dél-

utáni minimum tehát valóban csak olyankor következik be, ha a nap meleg és az inszoláció erős. Télen majdnem teljesen eltűnik a délutáni esökkenés és a minimum helyét ép a maximum foglalja el. Az időjárás változásai szerint azonban ez a törvény mindenféle zavarokat szenved. Így pl. esős napon alig változik a levegő páratartalma.

A nedvesség naponként teljesen fordítva jár a hőmérséklettel. Legnedvesebb a levegő a nap leghidegebb órájában, t. i. napfelkeltekor, míg legkisebb a nap legmelegebb órájában, t. i. d. u. 2 óra tájban, a mi mind könnyen magyarázható. Az időjárás azonban nagy mértékben megváltoztathatja a rendes ingadozást, különösen pedig hatalmas befolyása szokott lenni a szélirányok megváltozásának, így pl. ott, ahol a tengerparti szelek rendszeren naponként beköszöntenek, ott a levegő nedvessége a tengeri szél kitörésével hirtelen felugrik, majd este a szél megfordulásával ismét hirtelen és tetemesen alászáll. Különösen bámulatosan mutatkozik ez Senegambia partjain, a honnan G. BOURDAN*) közölt néhány ilyen, regisztráló eszközzel készült diagrammot.

A párányomás a levegőben évenként is szabályosan ingadozik és pedig legkisebb télen, legnagyobb nyáron, de a szélsőségekhez képest egy kissé megkésve szokott jelentkezni. A hideg és meleg évszak párányomása között különösen akkor szokott erős különbség mutatkozni, ha valamely helynek a nyár a csapadékos évszaka, s viszont az ingadozás csekély lesz olyan helyeken, a hol a tél az esős. A levegő nedvességének járása azonban ismét fordított szokott lenni a hőmérséklet járásával, t. i. legnagyobb télen s legkisebb nyáron. A kivételek és módosulatok azonban igen nagy számúak. Az erősen kontinentális klímát jellemzi rendszeren a nedvesség nagy perczentje télen a nyárihoz képest.

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a levegő nedvességének maximuma nem esik mindig össze a csapadék maximumával, ami könnyen képzelhető, ha meggondoljuk, hogy némely helyen a legtöbb csapadék heves és rövid ideig tartó záporok alakjában hull alá.

*) G. BOURDAN: Rapport sur les observations d'Astronomie, de Physique du Globe et de Meteorologie faites a Joal (Sénégal) à l'occasion de l'Eclipse totale du soleil 16 avril 1893.

III. FEJEZET.

A pára keletkezése és kicsapódása.

A szabad levegőre kitett víz minden hőfokon párolog, tehát még mint jég és hó is. Elpárolgásának mértéke azonban igen sok körülménytől függ. Ugyanazon tómedenczének különböző helyeiről különböző mennyiségű víz párolog el ugyanazon idő alatt. Az elpárolgás mértéke a víz felszínéről eltávozott réteg vastagsága lehet s ezt is szokás általánosan használni. Az elpárolgott réteg vastagságából s a tó, vagy vízmedenceze területéből aztán kiszámíthatjuk a levegőbe jutott páramennyiséget is.

Oly komplikált azonban az elpárolgást módosító körülmények összejátszása, hogy még eddig elméletileg nem sikerült megállapítani az összefüggést. Az elpárolgás nagysága függ ugyanis: *a)* a párologó víz felszínének hőmérsékletétől, a melylyel természetesen a párologás arányosan nő; *b)* a víz színe felett levő levegőben foglalt pára nyomásától, akképen, hogy az elpárolgás gyorsasága arányos a víz felszínének hőmérséklete mellett a levegőben lehető összes pára és a tényleg benne talált páramennyiség különbségével; *c)* az elpárolgás fordítva arányos a már jelenlevő gázok nyomásával, tehát pl. a levegő nyomásával is; *d)* igen fontos elősegítője az elpárolgásnak a levegő mozgása, vagyis a szél, amelynek sebességével TRABERT szerint az elpárolgás gyorsaságának négyzete áll egyenes arányban. A víz felszíne feletti levegőréteg ugyanis gyorsan megtelik párával s a pára diffúzio útján terjed el a felsőbb rétegekbe. Az elterjedés azonban olyan lassú, hogy emmiatt a víz felszínén fekvő légréteg állandóan nagyon tele van párával s a párologás csak lassan folyik. A mint azonban a levegő mozgásban van, ezt a párával telt alsó légréteget azonnal friss, még kisebb nedvességű levegő váltja fel s a párologás ismét gyorsan folyik. Innen ered a szél szárító hatása, a melyet az utcák felszáradása alkalmával is mindenki tapasztalhat. Ha figyelemmel kísérjük a száradást, akkor látni fogjuk, hogy mennyi körülménytől függ az, s végre meg fogunk győződni, hogy bármily pontosan határozzuk is meg valamely helyen az elpárolgás nagyságát, ezt az adatot már a műszer közvetlen közelében sem szabad teljes biztonságúnak tekintenünk, annál

kevésbé szabad ebből nagyobb területre következtetnünk s az ilyen mérések csak általános tájékoztatást nyújtanak.

A földi légkör párájának fő-fő forrása természetesen az oceán, noha tapasztalat szerint a sós víz valamivel kevésbé párolog, mint az édes víz. Az oceánoknak sem minden része párolog egyformán, hanem legjobban a trópusi oceánok vize, ott, a hol állandó szelek segítik elő a párolgást. Az oceánokról jön elvégre, pára alakjában, minden víz s ha ott csapadék alakjában le is hull, a lehullott nedvességnek egy része mindenesetre újra elpárolog. Ellátják párával a levegőt az édesvizű tavak, folyók, mocsarak is, sőt a nedves föld is, a mely azonban nedvességét ép úgy, mint a folyók és a tavak az oceánokból jött pára lecsapódása következtében nyeri. A talajok közül egyik több, másik kevesebb vizet enged elpárologni, de az egészen száraz talaj kivételével, mindről jut nedvesség a levegőbe. Mindez azonban elenyésző csekélység ahhoz a nedvességhez képest, a melylyel a tenger felől jövő légáramlatok látják el a szárazföldeket.

A páráképződés igazi helye tehát az oceán s noha ott is temérdek pára csapódik ismét ki, a párák kicsapódásának igazi helyeül mégis a szárazföldeket tarthatjuk, a melyek felett a tengeren vízszintesen fújó légáramlások többféle okból fel szállni kénytelenek s majd a mint látni fogjuk éppen a fel szállás a párák kicsapódásának legfőbb oka.

A levegőben foglalt pára kicsapódásának ugyyszólván kizárólagos oka a levegő valamely módon való lehűlése. A levegő nedvessége ugyanis a telítés fokán csak két okból léphet túl: 1. vagy a párányomás megnövekedésével a telítés fokán túl, ami, tudjuk, hogy elpárolgás folytán nem jöhet létre, tehát ez igen-igen kivételes esetekben lehet a csapadékképződés oka és 2. a levegő lehűlésével, a mely többféle uton s módon következhetik be és pedig: a) A levegő elvesztheti melegének nagy részét kisugárzás és vezetés folytán. Miután azonban tudjuk, hogy a levegő hőmérséklete ilyen módon akár pozitív, akár negatív irányban főként a Föld felszínének közvetlen közelében változik meg: az ilyen módon való kihűlés is csak közvetlenül a felszínhez tapadó levegőrétegekben okozhat párákicsapódást. Valóban ez az oka a talajon és annak közelében képződött csapadéknak, a milyen a köd, harmat és a dér.

b) Lehülhet a levegő az által, hogy nyomása hirtelen megcsökkenik, a levegő kiterjed s kiterjedése közben lehül. A légnyomás közönségesen nem szokott olyan rohamosan megváltozni, hogy emmiatt a levegő tetemesen lehülhetne. A hőmérséklet napi ingadozásához képest elenyészően csekély a legrohamosabb légnyomásváltozás folytán történt lehülés nagysága is. *) Sokkal nagyobb jelentősége van annak a nyomáscsökkenésnek, a melyet a levegőtömegek felszállásközben szenvednek. A felszálló levegő mind kisebb és kisebb légnyomású régiókba jut s emmiatt felemelkedése közben erősen kiterjed és lehül. A légnyomás felfelé olyan eloszlású, hogy a felfelé emelkedő levegőtömeg, a mint már kimutattuk, felszállása közben minden 100 m. után 1—1 fokkal lehül.

Ezt a felszállást, a felszállás közben való lehülést fogjuk a csapadékképződés legfontosabb okának tapasztalni.

c) Lehülhet végre a levegő más hidegebb levegővel való keveredés útján is, amely, mint tudjuk, hozhat létre csapadékot, ha mind a kettő telített, vagy ha a szárazabb levegő igen hideg. Az így származott csapadék azonban kevés a legjobb esetben is, t. i. a mikor egyenlő mennyiségben, teljesen telített légáramlatok keverednek, legfeljebb annyi mint a mennyit az I. fejezetben közölt szerkesztéssel ki tudtunk mutatni.

A levegő ismét három okból szállhat fel a magasba: a) megnövekedett melege miatt, mint konvekciós áram, amelyet nem szabad egyetlen felszálló szélnek tartanunk, hanem úgy kell képzelnünk, hogy apró részletekben cserélődik ki a felső rétegek sűrűbb levegője az alsóbb szintájak megritkult levegőjével. Ilyen felszállást minden meleg nyári napon észlelhetünk s első és legjellemzőbb következménye a nyárias felhők, a cumulusok képződése. b) Felszállhat a levegő valamely czirkuláció folytán, pl. mint a nagy földi légáramlatrendszer felszálló ága az egyenlítőn, vagy egyes helyeknek lokális felmelegedése folytán támadt czirkuláció felszálló árama vagy végül a ciklónok vertikális körfolyama stb. c) Az orográfiai viszonyok is kényszeríthetik a levegőt felemelkedni. Ez a tünetmenny

*) Talán a felhőkből lenyúlni látszó „vizforgatagokban” és a tornádókban történik ez. Ezeknek a forgatagoknak az örvényében oly kicsiny a légnyomás, hogy emmiatt igen erősen lehülhet s belőle a pára kicsapódhatik, mint felhő, amely a forgatagok hosszan elnyúló testét láthatóvá teszi.

rendkívül fontos geográfiai szempontból. A hegyeknek szél felé fordított lejtője mindig dús csapadékot kap, míg a széltől elfordult oldal szárazan marad. Ez az orográfiai viszonyok folytán kényszerített felemelkedés teszi olyan komplikálttá a csapadék geográfiai eloszlását, amely ennélkül sokkal egyszerűbb volna.

A csapadék, a lehülés módja és mértéke szerint, különböző lehet, ugymint 1. a harmat és dér, 2. a köd és felhő, 3. az eső, hó és jégeső. Ezeknek származása és képződése a következő:

1. *A harmat és dér.* Ha a levegő legalsó rétegei a földi tárgyak közelében erősen lehültek, akkor elérhetik a telítés fokát s a felesleges nedvesség a földi tárgyakra harmat vagy dér alakjában rakódik le. A lehülésnek az oka mindig a földfelszín kisugárzása folytán támadt melegveszteség s tudjuk, hogy az ilyen módon való kihűlés folytán a földfelszín közvetlen közelében leghidegebb a levegő. Ez az oka annak, hogy csakis a tárgyakkal közvetlenül érintkező levegőrétegek vesztik el felesleges nedvességüket s a legalsó légrétegekben nem mutatkozik mindig köd. Kód csak akkor képződik, ha a lehülés olyan intenzív s a levegő annyira nedves, hogy a kisugárzás folytán vastagabb levegőréteg hűl le a telítés fokán alul. Ha lehülés közben a tárgyak a fagyáspontot nem érik el, akkor csak harmat, azaz esepfolyós csapadék képződik, míg ha a lehülés a 0^0 -on is alulra szállítja a testek hőmérsékletét, akkor a telített levegő felesleges párái szilárd alakban rakódnak le a testekre. A közönséges dér szemecskéi nem igazi kristályalakok, hanem gömbölyded, fürtös alakzatok, amilyeneket igen szépen rajzolt ASSMANN az ő mikroszkópos (megfigyelései alapján. *) Ezek a gyöngyszemű, gömbölyded alakzatok azt bizonyítják, hogy a dér képződése alkalmával a levegő a 0^0 alá nem hűlt le mélyen, sőt állandóan az olvadás pontja körül maradhatott. Amint ugyanis a harmatképződés megindul, a talajhoz tapadó levegő lehülése azonnal megszűnik; a kiesapódás folytán felszabadult meleg nem engedi többé a hőmérsékletet alászállni mindaddig, amíg a levegőben elég nedvesség van arra, hogy a talajhoz legközelebb álló rétegek nedvességveszteségét a felső rétegek diffúzió útján párával mindig pótolhadják, tehát a legalsó rétegek telítésfokát mindig ugyanazon mértéken

*) ASSMANN: Mikroskopische Beobachtungen der Struktur des Reifs, Rauheifs und des Schnees; Met. Zeitschr. 1889. VI. évf. 339. oldal.

tartják. Ha a telítés csak a fagyásponton alul következik be, akkor lehűlhet a levegő a 0^0 hőmérséklet alá, de csak addig, amíg a dérképződés meg nem indul, mert akkor a kicsapódott pára megfagyásakor felszabaduló meleg a hőmérsékletet ismét a fagyáspontra emeli s ezzel a tünetény újból kezdetét veszi. Ezt a sajátságos játékot különösen HOMÉN tapasztalatai bizonyítják. Ha a magasabb levegőrétegek is 0^0 alá hűlnek s úgy indul meg a pára kicsapódása, akkor köd képződik s a köd szemecskéi valódi kristály-alakokká fagyva, esinos formákban borítják be a tárgyakat. A dérnek ezt a faját meg is különbözteti a nép nyelve s zuzmarának nevezi. A zuzmara-képződés legerősebb a tárgyaknak szél felé fordított oldalán, mert a szél oda hajtja a kristálylyá dermedt ködszemecskéket.

A harmat sok helyen egy egy esővel ér fel, különösen olyan helyeken, ahol fű vagy bozót és kóró növényzet takarja a földszint, mert tudjuk, hogy a növényzettel borított talaj hűl le GLAISHER és HOMÉN tapasztalatai szerint legerősebben. Borus időben csak ritkán, de derült éjszakákon néha már Nap-lementekor, máskor meg csak hajnal felé, majdnem mindig képződik harmat vagy dér. Különösen igen erős harmatképződést észleltem Mandsuország derült őszi reggelein, amikor a bozót leveleiről esőpegő harmat valóságos kis vízfolyásokat indított meg a talajon. Csupasz sziklán vagy kopár homoktalajon HOMÉN tapasztalatai szerint ritkán szokott harmat képződni. A deliblati homokpusztán azonban igen erős harmat képződik a futóhomok felszínén is, amely képes a homokszemeket oly erősen összetapasztani, hogy elég erős szél sem bírja egy ideig ezt a kemény kérget feltörni.

2. *Köd és felhő.* Ha valamely elzárt edényben a levegőt teljesen megtisztítjuk minden idegen gáztól és portól, akkor abban a levegőt lehűthetjük (annélkül, hogy az edény falait is lehűtenők) sokkal mélyebbre, mint a telítés hőmérséklete s mégsem fog köd képződni. Csak ha 4—5-szörösen túl van telítve a levegő, akkor indul meg magától a ködképződés. Ha azonban a levegőt nem tisztítjuk meg a benne mindig található finom portól, akkor nem fog sikerülni a levegőt a harmatponton alul hűteni annélkül, hogy köd ne képződnék. A köd képződését tehát a levegő pora rendkívül elősegíti s bizonyos körülmények között nélkülözhetetlen is a ködképződésben (t. i. ha a lehűlés

nem igen erősebb a telítés hőmérsékleténél.)* A levegőben mindig jelen levő finom poron kívül olyan folyadékok párája, amelyek a vízzel erősen rokonok (higroszkóposak), vagy olyan dolgok, amelyek a víz párolgáskéességét nagyon alászállítják (sók), szintén elősegítik a ködképződést. Végül az elektromos áramlás, az elektromos sugarak, különösen pedig a katódsugarak (L. LÉNÁRD: Wiedemann Annalen, LXIII. k. 1897. 253. lap.) a kondenzálást, a ködképződést rendkívül elősegítik.

Ujabban az ion-elmélet alapján rendkívül fontos kutatásokat végeznek. A légkör bizonyos hatások alatt elektromos vezetővé válik, amit úgy is fejezhetünk ki az újabb elmélet szerint, hogy ionizálható, azaz a közönséges állapotban nem vezető száraz és tiszta levegő elektromos hatások alatt pozitív és negatív töltésű ionokra bomlik. ELSTER és GEITEL,**) továbbá J. J. THOMSON kísérletei szerint az ionok a kondenzáció kiinduló-pontjai lehetnek és pedig a negatív töltésű ionok sokkal könnyebben, mint a pozitív töltésűek. Ez a fontos dolog a légköri elektromosság magyarázatára is szolgálhat, amint látni fogjuk. Az újabb tapasztalatok szerint tehát nem szükséges a levegőben pornak jelenlennie, elég ha ionizálva van s máris képződhetik csapadék. BIRKELAND***) a magasan úszó cirrus, cirro-stratus stb. felhőket szintén ilyen hatásokból eredőknek hiszi s némi joggal, mert a legnagyobb magasságokban aligha szabad állandóan por jelenlétére gondolnunk. Viszont azonban

*) ATKIN (Trans. R. Soc. Edinburgh 1880.), R. HELMHOLTZ (Met. Zeitschr. 1886. III. évf. 163. lap.), C. T. R. WILSON (Proc. of the R. S. of London 1897. 240. lap.), MACHE (Met. Zeitschr. 1890. XVII. k. 554. l.) foglalkoztak behatóan ezzel a kérdéssel, amidőn már LORD KELVIN a magyarázatot is megadta azzal, hogy domború felület sokkal gyorsabban párolog, mint sík vagy homorú felület és pedig annál gyorsabban, minél erősebb görbületű a felület, tehát pl. gömbalakú cseppeknek minél kisebb a sugara. Minél kisebb tehát a ködszemcsék átmérője, annál gyorsabban elpárolognak. A telítés alkalmával először képződött gömböcske olyan rendkívül kicsiny, hogy a cseppecske belsejéből kifelé irányuló, elpárolgásra kényszerítő nyomás nagyobb, mint a túltelítés folytán támadó, a cseppecske belseje felé irányuló külső nyomás. A cseppecske tehát nem maradhat meg, hanem elpárolog. Általában bizonyos körülmények között csak egyetlen egy olyan rádiusz van, amely mellett a cseppecske állandóan megtarthatja nagyságát: ha a sugár ennél kisebb, akkor a csepp elpárolog, ha a sugár ennél nagyobb, akkor a cseppekhez új molekulák csatlakoznak a telített levegőből. Ezt a sugarat kritikus rádiusznak nevezhetjük. (MACHE). Porszemcsék felszínén sokkal kisebb görbületű (nagyobb sugarú) felület alakjában csapódhatik ki a pára.

**) Terrestrial Magnetism 1899. 213. lap. Kivonatban lásd: Dr. STEINER L.: A levegő ionizált volta; Math. és Phys. Lapok, XI. évf. 1902. 86. lap.

***) Archives des sciences physiques et naturelles. 1901. deczember.

az összes cirrusokat nem szabad erre az okra visszavezetni, mert nagy részüknek a származását felemelkedő légáramlás okozza, amely bizonyára port is ragad magával.

Annyi bizonyos, hogy úgy a felhők, mint a köd képződésében a pornak feltétlenül nagy szerepe van s ebből származik a mezei és városi köd különbsége. Amíg a reggel képződő mezei köd könnyen és gyorsan felszakadozik és elenyészik, addig a városi köd sokkal makacsabb s csak nehozen enged a Nap melegítő sugarainak. Ez onnan származik, hogy a városi ködöt okozó por leginkább égéstermény; különösen pedig a kőszén égésével járó nagymennyiségű kénssav képződése az, amely az egyszer képződött ködöt nehozen engedi ismét elpárologni. Ezért üli meg Londont olyan tartósan a köd, amit különösen Russeľ tanulmányozott.*) De hisz csak egy pillantást kell vetnünk a budai hegyekről Budapest felé, hogy lássuk azt a javarészen füstből és koromból álló ködöt, amely szélesenedes időben makacsul megüli a város utcáit s megtagadja a lakóktól a kék ég derűs világosságát.

Miután köd ott képződik leggyorsabban, ahol a levegőben sok a nedvesség, azért esténként a nedves rétek, a mély fekvésű, nyirkos medencéket látjuk köddel ellepve, amely sokszor feltűnően mutatja ki a térszín zárt mélyedéseit. A Karszton gyakori jelenség, hogy míg a platókon általában derült az ég, a dolinákat mint valami gyapottömeg, kitölti a köd.

A szél gyorsan szét szokta bontani a ködöt, azért csak szélesenedes időben várhatjuk annak intenzivebb képződését. Rendesen nem nagy magasságra terjed fel s valami magas toronyból vagy kiemelkedő hegyesúcsról gyakran látjuk a köd tetejét, mint valami hullámozó, hömpölygő, sűrű anyagot húzódni a lassú, általános légáramlással.

Tengereken különösen a hideg tengeraáramlatok okoznak ködöt, amelyek felett a levegő lehülve, páráját köd alakjában kiejti. Általános tapasztalat az, hogy hideg áramlatok felett a csapadék, zivatar stb. ritkaság, de a köd állandó. Meleg tengeri áramlatok felett pedig a köd ritka s a zivatarok, csapadék

*) Novembertől februáriusig azoknak az óráknak a száma, amelyek alatt süt a Nap, a londoni Cityben csak összesen 96, míg London nyugati külvárosában. Kewben 172, keleti Greenwichben 150, sőt még keletebbre Eastbourne-ben 268.

gyakori. Az Atlanti oceánnon különösen hirhedt a New-Foundland, és New-Scotland zátonyok felett képződő köd, ahol az arktikus áram a Golf-áram közvetlen közelébe jut. Télen a kontinens felől jő a szél (l. III. tábla), de nyáron a Golf-áram felett megrakodik dús párával s ez nehéz köd alakjában válik ki a levegőből a hideg arktikus áram felett. Vladivosztozk kikötője előtt az Ochoczki tenger felől jövő hideg áramlás miatt igen gyakori a köd, de egészen lokális. Igen szép látványt nyújt, amint a zárt öböl partjairól a tengerre lép a szél, egyszerre köd válik ki belőle s a festőies sziklaszirtek lábainál hömpölyög kifelé olyan alacsonyán, hogy a hajók legmagasabb árbóczai, a világítótorony teteje s a magasabb sziklák kilátszanak felette.

A ködöt a szárazföldön rendszeren a nappallal megerősödő szél, a növekedő meleggel együtt szokta szétkergetni, néha pedig a meginduló konvekciós áramokkal felemelkedik a magasba s mint felhő jelenik meg az égen.

A köd és felhő közt tulajdonképen csak helyzet-különbség van, egyébiránt teljesen azonos dolgok. A hegyek oldalaihoz tapadó ködöt alulról felhőnek látjuk s viszont.

A felhőkben úgy, mint a ködben a vizeseppeeskék kicsinyisége teszi azt, hogy a levegőben hosszabb ideig függve képesek maradni. Az igen parányi cseppek ugyanis oly rendkívül lassan hullanak alá a levegőben való surlódás miatt, hogy a felhő vagy köd szemecskéi a legcsekélyebb légáramlásnak engedve fel és alá szállanak annélkül, hogy a nehézség ebben akadályozná. Csak ha a szemecskék igen meghízhatnak, akkor hullanak alá („esik a köd“, „szemetel az eső“ stb.).

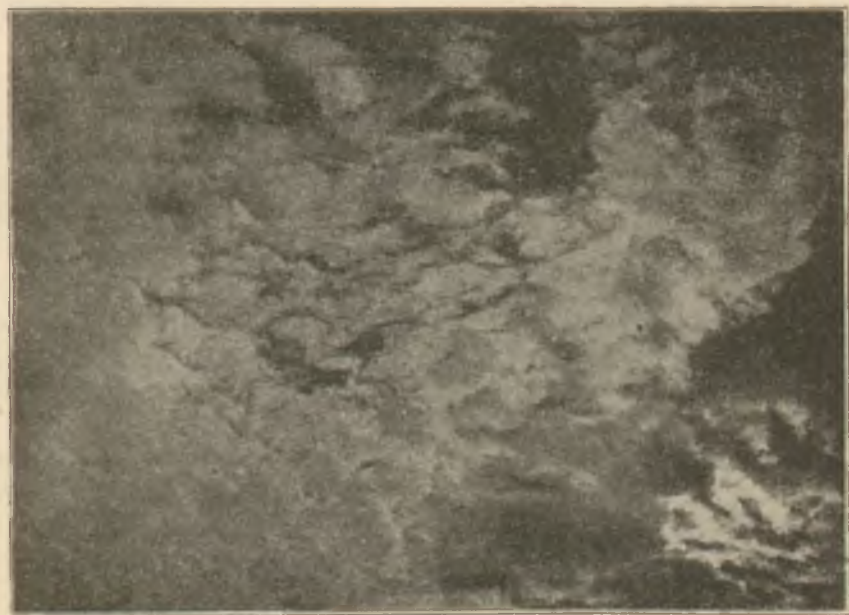
A felhők származását rendszeren elárulja azoknak alakja. A felhők alak szerint való csoportosítását HOWARD *) oly szerencsésen kezdte meg, hogy még ma is az ő három fő típusát használjuk a felhők osztályozásához. Az osztályozás természetesen kibővült s ma a következőt legegyszerűbb használni:

a) Cirrus vagy pelyhelyfelhő (jele Ci) finoman rajzolt, fehér, vékony felhők, gyakran az ablakon képződő jégvirágokhoz hasonló keeses vonásokkal.

*) L. HOWARD: On the modifications of clouds. London, 1803. Ujabban teménytelen újabb osztályozás, teménytelen morfológiai megkülönböztetés látott napvilágot, de mi az internacionális megállapodás terminológiájához ragaszkodunk, amelyet az „Atlas international des Nuages, Paris, 1896.“ szép képekben mutat be.



CUMULUS.



CIRROCUMULUS.

(SZALAY LÁSZLÓ felvételei.)

b) Cirro-Stratus (Ci-S) az előbbinek sűrűbb, esetleg az egész eget beborító szövevénye. Ugy az előbbi, mint ez, gyakran mutat napudvarokat, ami arról tanuskodik, hogy nem vízeseppekből, hanem jégtűkből állanak.

c) Cirro-Cumulus (Ci-Cu) fehér bárányszerű felhő, rendszeren szabályos sorokban, apró, kis felhődarabok sűrűn egymás mellett.

d) Alto-Cumulus (A-Cu). Nagyobb, szürkés, fehér szélű felhődarabok, rendszeren szabályos sorokban. Némi árnyékot vetnek, de a Nap mindenütt áttetszik rajtuk.

e) Alto-Stratus (A-S) magasan uszó felhőréteg, amelyen a Nap már nem látszik át, csak erős fénye jelöli a helyét. Halvány-szürke, fátyolszerű lepel, amely az egész eget, vagy annak nagy részét betakarja.

f) Strato-Cumulus (S-Cu) mint egymás előtt lefüggő, ólomszürke kulisszák szokták az eget borítani, hosszan, elnyúló sorokban. Nem túlságosan vastagok, az ég kéksége itt-ott áteszillanik, a horizon rendszeren világos, a levegő tiszta.

g) Nimbus (N) az igazi esőfelhő. Alaktalan nagy takaró, amelynek éles peremét az aláhulló eső vagy a felhő szétszűllése homályossá teszi. Tulajdonképen minden felhő alulról nimbusznak látszik, ha sűrűn, nagy területen esik belőle az eső.

h) Cumulus (Cu) tömeges, fürtös vagy halmos felhő, amely legjobban a lokomotív kéményének gőztömegeihez hasonlít. Gömbölyded, duzzadozó alakokból van, éles, határozott peremmel. A Naptól megvilágított fele fényes fehér, az árnyékos része barnás vagy szürkés; ha felső felhőréteg árnyékozza be, akkor ólomszürke-kékes.

i) Cumulo-nimbus (Cu-N) az olyan cumulus, amelyből meg ered az eső, rendszeren zivataros formában. Felsőrésze majdnem kivétel nélkül ilyenkor cirrusos képződménybe megy át. A nagy kiterjedésű zivatarfelhőket rendszeren ív alakú felhőkoszorú előzi meg, amely gyors mozgásával tűnik fel.

k) Stratus (S) a nyugodt, vékony vagy középvastag, elterült felhő, amely különösen légköri zavarok lecsendesedése után szokott megjelenni.

A nimbus és cumulus szétszakadozó formája a fracto-nimbus és fracto-cumulus.

Származásukra nézve a következő jellemvonások az útmutatók.

Eles, kerek körvonalú felhő mindig növekedőben van. A határozatlan, foszlott-szélű pedig feloszlásnak indult. A cumulus mindig felemelkedő légáramlás szüleménye s a leghatalmasabb felhőképződmény szokott lenni. Nyáron, amint a Nap elkezd a talajt reggel melegíteni, azonnal megindulnak a konvekciós áramok s velük a cumulusok képződése. Bámulatos egyenletes magasságban van az alsó határuk, ami annak az izoterma-felületnek felel meg, amelyen a konvekciós áramokkal felkerült levegő a telítés hőmérsékletét éri el. Ha a felmelegedés igen erős, akkor a cumulusok a magasba nőnek, halmozódnak, „tornyosulnak“ s esetleg olyan nagy a párákiesapódás, hogy megered belőlük az eső. A magasra feltornyosuló cumulusok azonban főként azt az érdekes tüneményt mutatják, hogy felettük szabályos, kerek alaprajzú, cirrushoz hasonló felhő képződik, amely a cumulust felhajtó légáramlás szétterülése folytán származik. Erről a felhőről a zivatarok tárgyalásakor részletesen fogunk szólni.

A nappali felmelegedés folytán származott cumulusok természetesen az állandó légáramlásokkal tovább mozognak s gyakran érnek olyan vidék fölé, ahol lényeges alakváltozást szenvednek. Így pl. Lóczy Lajos említi, hogy a Góbi-sivatag déli peremének magas hegységéről (Nan-san) a sivatag felé húzódó felhők a sivatag felett gyorsan feloszlanak. Igen érdekes látvány az is, amidőn platóról alászálló légáramlás leszálló ágával a cumulusok eltűnnek, vagy legalább megfogyatkoznak. Így pl. a veszprémi platóról (kb. 250—300 m. a tenger sz. f.) a Balaton völgyére (106 m.) alászálló légáramlással jövő cumulusok a plató pereme felett szétfoszladoznak s ha nem is tűnnek el teljesen, de elvesztik éles határvonalait, meg is fogyatkoznak s csak később, ahol már a légáramlat alatt ismét síkság van, kezd a peremük kiélesedni. Innen származik az is, hogy a Balaton éjszakkéleti alacsony partvidéke az ország legszárazabb területeihez tartozik, miután az uralkodó szélirány a *N*, *NW* és *W*. Különösen feltűnő, hogy a *W* vagy *NW* felől jövő s a veszprémi plató felett keletkezett zivatarok kettéválni látszanak Balaton-Füred felett, t. i. a hirtelen alászállás megcsökkenti a kiesapódást a cumulo-nimbus azon részén, amely a platón meredeken alászál, míg a platón magán tovavonuló rész Kenese felé folyton erős csapadékot választ ki, szintúgy a Tihanyi félszigeten

átlúzódnak csak kevés alászállást szenvedő rész. Ezért várják gyakran hiába a mutatkozó kellemes záporosót B.-Füred fürdővendégei. Persze, ha a zivatar igen erős, vagy ha az *SW* felől jön, akkor B.-Füred is kap esőt.

A konvekciós áramok és a valódi felszálló légáramlás által keletkezett cumulusokat SÜRING már megkülönbözteti egymástól, különösen egyik léghajós útján tett tapasztalatai alapján.*) A kétféle cumulus alakjára nézve egyforma, de származása különbözteti meg őket (61. ábra.) SÜRING tapasztalata szerint az ilyen felfelé való áramlás oly erős lehet, hogy az áramlással felemelt pára túl is hűlhet, a mi a jégeső képződését könnyen magyarázhatóvá teszi.



61. ábra. A cumulus felhők képződése konvekciós áramokkal és felszálló légáramlással.

A lepelyszerű felhők alakja rendszeren nem egyenletes vastagságú, párhuzamos lapokkal határolt takaró, hanem szabályos, hullámhoz hasonló tömegelhelyezkedésű. Alig lehet látni lepelyszerű felhőt, amely többé-kevésbé szabályos, hullámszerű elrendezést nem mutatna. Ennek a tüneménynek HELMHOLTZ adta meg a magyarázatát. Két egymás fölé helyezett, különböző irányban mozgó közeg határán hullámozás keletkezik, amely a két felület érintkező határsíkját szabályos ránczokba szedi. A határfelületen mozgó légáramlások tehát a hullám-alakú

*) SÜRING: Verschiedene Arten von Haufenwolken; Met. Zeitschr. 1900. p. 177.

felületen majd fel, majd leszállanak: felszállásuk közben köd képződik, leszállásuk alkalmával ezt megint elnyelik. A levegőben tehát a hullámfelületnek megfelelően szabályos sorokban felhőket látunk. Ha az alsó légtömeg nyugodt, a felső pedig, határozott nivón felül, mozog, akkor a hullámfelületek hosszan elnyúló hengerek s ehhez hasonlóak a felhők is. Ha azonban az alsó légáramlás keresztben mozog a felső alatt, akkor két irányban is szabályos sorok képződnek, amelyek közül az egyik szélesebb, a másik keskenyebb sorokból áll. Ilyenkor az igazi bárányszerű felhők láthatók az égen.

A két különböző irányban mozgó levegőréteg határán azért gyakori a felhőképződés, mert a két különböző irányban mozgó levegő hőmérséklete és páratartalma rendesen tetemesen különbözik s ha meg mindkettő közel van a telítéshez, akkor a határfelületen való keveredésük, amint azt kimutattuk, feltétlenül párákicsapódással jár.

Rendkívül tanulságosak azok a felhők, amelyek a levegőnek kényszerített felszállása folytán támadnak. Így a völgyi szeleknek a hegyek oldalain való felszállása miatt, a magas hegyek oldalán bizonyos nivóban felhőképződés észlelhető (a hegyek pipáznak). Annál alacsonyabban vannak természetesen ezek a felhők, minél nedvesebb a levegő, s annál nagyobb tömegben képződnek, minél erősebb a felfelé emelkedő légáramlás.

A hegy oldalán képződött felhő az általános légáramlattal eltávozik s miután a hegytől eltartó szélnek feltétlenül lefelé tartó komponense van, a felhők, amint elhagyják a hegyet, megfogyatkoznak, esetleg el is oszlanak.

Hasonló felhőképződés észlelhető a hegyek oldalán, ha a hegyek a nedves légáramlatoknak útjában állnak s a légáramlatot felemelkedni kényszerítik. Ilyenkor a hegy tetején felhő képződik, amely tartósan a hegyhez tapad, pedig a levegő gyorsan mozog úgy a sikon, mint a hegyen. Ilyen tünemény a Balaton mellett emelkedő Budaörs hegyen is gyakran látható: amíg a tó és a környező halmok felett gyorsan futó fellegeket látunk, a Budaörs tetejét állandóan borítva tartja egy szakadozott, rongyos szélű felhő (62. ábra), amely daczára az erős szélnek, nem mozdul el a hegy tetejéről, habár folyton változtatja alakját. Nem is ugyanaz a felhő ez, amit ott látunk, hanem mindig más páraszemecekből összetett tünemény, amely a hegyen felemel-

kedni kényszerült légáramlásnak azt a részét jelzi, ahol az a telítés hőmérsékletén alul hűlt. Ezt a tűneményt a balatoni halászok időjósásra használják és méltán, mert a levegő nagy páratartalmáról tanuskodik. Ugyanilyen jelenséget, persze sokkal nagyobb mértékben, a Fokföldről is gyakran leírnak, t. i. Capetown felett a Table-hegy tartós felhőtakarója a tenger felől jövő nedves (*SE* vagy *NW*) szelek felemelkedése folytán képződik.*) Ehhez hasonló jelenség minden hegyen és gyakran képződhetik.

Rendkívül érdekesek azok a felhők, amelyek a hegyen átkelő szélnek álló-hullámszerű felszökkenése folytán keletkezett felszálló áramlással támadnak. A leghevesebb szélvészek alkalmával a hegyeknek szélárnyékában levő lába



62. ábra. Felhőképződés a Badacsony tetején.

felett vagy attól bizonyos távolságban a szél irányában állandó, egy helyben maradó s csak belső változásokat mutató felhő képződik, amely épen olyan jelenség, mint a hegyen képződő felhő. Ilyen tűneményt ír le MOHOROVICIC a Buccari öböl fölött **). Az ő értekezéséből vesszük a 63. ábrát. A Karst magaslatairól lejövő bora abban a hosszanti völgyben, amely Buccari öblén keresztül húzódik, *NW-SE* irányban megütközve felszökkenik s horizontális tengely körül forgó légáramlást okoz. Felszökkenése elég magas ahhoz, hogy a leszállás közben elnyelt párák kicsapódjanak s látszólag egy helyben álló felhő alakjában jelenjenek meg. Hasonló tűneményt a Cevenneken, Norvégiában, *NW*-Angliában, Ascension szigetén stb. is észleltek.

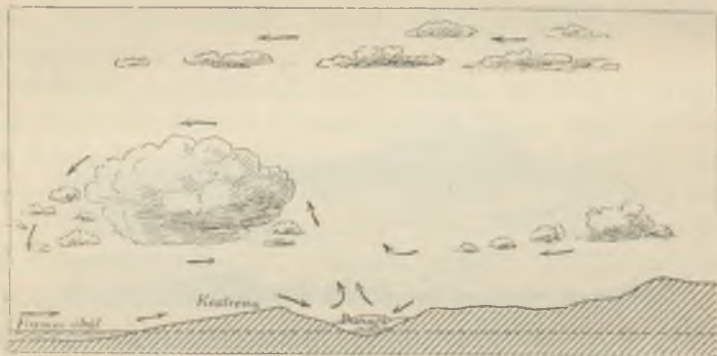
*) HERSCHEL: Meteorology.

**) A. MOHOROVICIC: Interessante Wolkenbildung über der Bucht von Buccari; Met. Zeitschr. 1889. VI. kötet 56. lap.

Még csak azt jegyezzük meg, hogy a nagy tűzvészek rendszeren felszálló légáramlást okoznak s emmiatt a tűz színhelye felett nagy magasságban cumulus képződik. Hasonló cumulus látható a Kilauea krátere felett, amelyről tudjuk, hogy állandóan olvadt láva tölti ki kráterének tölcsérét.*)

A felhők magassága igen különböző s itt csak egészen általános szabályokat lehet felállítani. A különböző észlelők egymástól meglehetősen eltérő eredményeket kaptak,**) de általában mondhatjuk:

a) A cirrusok 7—11 km. magasságban úsznak, de találtak már őket 18—20 km. magasságban is, sőt felületük maximális magasságát Kewben pontos mérésekkel 29 km.-nek találták. Leggyakoribb magasságukat 8—10 km.-nek vehetjük.



63. ábra. Felszökkenő légáramlás folytán támadt cumulus a Buccari-öböl felett.

b) a cirro-stratus és cirro-cumulus felhők valamivel alacsonyabban 6—9 km. magasságban úsznak, de elfordulnak még 15 km. magasra is.

c) Az alto-cumulus és alto-stratus igen változatos magasságokban található, t. i. 1000 m.-től egész 6000-ig, de látták már 8—9 km. magasságban is.

d) A strato-cumulus néhány száz métertől egész 2—3 km. magasságú.

*) Himmel u. Erde. VIII. évf. 1895. 50. old.

**) A felhők magasságának mérésében különösen kitűnnek: ERHOLM (Met Zeitschr. 1887), CLEYTON (Met. Zeitschr. 1893), ABERCROMBY (Quart. Journ. R. Met. Soc. 1887), KAISER (Schriften der Nat.-forsch. Ges. zu Danzig. Neue Folge B. IX 1896) stb.

e) A leghatalmasabb felhőképződmény, a cumulus igen változatos magasságú, de tekintettel a felhőnek magasság szerint való nagy kiterjedésére, lényeges megjegyeznünk, hogy a magasság a felhő alsó vagy felső határára vonatkozik-e? Bázisuk néhány száz métertől 3000 m-ig szokott előfordulni, közepes magassága a bázisnak 1·4, 1·8 km. A felhő teteje még változatosabb s egész 5—6 km-ig felnyulik, sőt a Himalájában 9—10 km. magasságban is látták már.

f) Legalacsonyabban úsznak a stratus felhők, amelyeknek közepes magassága csak $1\frac{1}{2}$ km. s legfeljebb 2 km. magasságban találhatók.

A felhők magassága évszakonként változik. Általában minden fajta felhő magasabban van nyáron, mint télen, ami épen várható is, mert nyáron nagyobb magasságokban történhetik meg a párákicsapódás, mint télen.

A felhők mozgásának sebességét többféle módon lehet megmérni (l. Függelék), azonban a dolog óvatosságot igényel, mert a felhők szélének helyváltoztatása nem mindig mértéke a szél sebességének, amely a felhő nivójában van. Gondoljunk csak a Buccari öböl álló felhőjére, amely helyéből nem mozdul, holott a leghevesebb bóra hajtja környékén a levegőt. Máskor meg valamely egyirányú szél mellett a felfelé tartó áramok gyorsan fejlődő felhőket okozhatnak. Ilyenkor a kicsapódás helyének határa a felhőképzéssel gyorsan terjed ki s ez gyorsabb lehet a szélnél is, úgy, hogy a felhő határa a szélllel ellenkező irányban látszik mozogni

A helyes észlelések röviden összefoglalva a következő eredményeket szolgáltatják, amelyek igen fontosak a magasabb rétegek áramlásainak ismeretére.

Minél magasabban úszik valamely felhő, rondesen annál sebesebben mozog. Egész 2000 m.-ig a felhők közepes sebessége sok észleletből 5—10 méter másodpercenként, 2000-től 6000-ig 10—16 m/sec.; 6000-től 10,000 m-ig 15—25 m/sec, s igen nagy magasságokban 30 m/sec sebessége is lehet a cirrus felhőknek, sőt észleltek 40—50 m. másodpercenkénti sebességet is. A sebességek azonban a földrajzi fekvés szerint különbségeket mutatnak, miután a magasabb légáramlások a nagy földi ezirkulációhoz tartoznak s így állandó sebességkülönbségük van. A sebességeken kívül nagyon fontos a felhők vonulás-

iránya is, amely azonban a légáramlatok tanulmányozásának keretébe tartozik.

3. A csapadéknak minden tekintetben legfontosabb formája az *eső* és a *hó*. A felhőkben a köd-szemecskék gyors növekedése azoknak súlyát felületükhöz képest annyira megnöveli, hogy nem bírnak többé úszva, lebegve maradni, hanem alá-hullanak. Minél nagyobb magasságról esnek a Földre, annál nagyobb sebességgel érik a felszint.*) A cseppek nagysága igen különféle, de általános tapasztalat, hogy nagy kiterjedésű, esendesen, zivatar nélkül keletkezett esőzések alkalmával kisebbek, heves légköri háborgások, zivatark alkalmával pedig nagyok az esőcseppek. A dolognak nincs meg még a kellő magyarázata. Némelyek még elektromos behatásokra is gondolnak. Nagyon valószínű, hogy erős zivatark alkalmával olyan erős a felfelé tartó légáramlás, hogy csak akkor képesek a cseppek aláhullani, amikor már jó kövérré hiztak, Leszállásuk közben még hiznak is, mert hisz hidegebbek mint a környezet (FERREL).

A léghajósok azt is tapasztalták, hogy az eső eredeti kezdete fenn a magasban igen gyakran hó, amely alászálva megolvad az alsóbb, melegebb légrétegek között. Hegymászók is tapasztalták már ugyanezt. Ha az alsó rétegek is hidegek, akkor egész a földfelszínre hó alakjában hullik le a csapadék s ha a földfelszín melegebb 0°-nál, akkor azonnal elolvad, míg hidegebb időjárás alkalmával mint fehér lepel rakódik le az apró, hatszöges minták szerint összefagyott kristályok tömege. A hópelyhek szabályos volta mindenkinek megragadja figyelmét. Többen szorgalmasan gyűjtötték már a hópelyhek különböző alakjainak mikroszkópos rajzát, újabb időben fotografiáját s a változatosság meglepő.

Legnehezebben magyarázható meg a jég képződése, amely épen a legforróbb napokon rejtélyesnek látszik. Ha azonban meggondoljuk, hogy a forró nyári napokon akkor keletkezik jégeső, amikor heves felszálló áramlással a zivatar

*) A nép általában azt tartja, hogyha az esőcseppek nagyon erősen ütköznek, tehát mintegy mély lyukat és felfecsenést okoznak a víz színén, akkor nem lesz tartós az eső. Ennek van bizonyos alapja. Minél hevesebben ütköznek ugyanis a cseppek, annál magasabbról hullanak. Már pedig ez azt jelenti, hogy a cseppek magasan képződtek, ami csakis akkor lehet, ha a levegő aránylag száraz.

egyéb tünetényei is keletkeznek, akkor könnyen érthetjük, hogy épen a hevesen felszálló légáramlás az, amely a már permetezett eső apró cseppjeit is nagy magasságokra felragadhatja s ott ezek a cseppek túlhűlve,*) hirtelen fagyhatnak meg s csak ekkor hullanak a földre. A jég szemek nagysága igen különböző, de esett már egy kg. súlyú jég is, sőt a félkilogrammos (tyuktojás-nagyságú) többször is észleltetett. Tekintettel arra, hogy a jég szem igen magasról hull alá, annak sebessége rendkívül nagy lehet s a kilótt golyó sebességével érheti a Föld felszínét, természetesen óriási kárt okozva. Nagy jégeső leveri a házakról a vakolatot, lazább köveken lyukat üt, ágakat tör, sőt élőlényeket, esetleg embereket is agyonver, amire van elég példa.

A jégesőtől különbözik a télen hulló borsó, vagy dara néven nevezett jégeső, amely rendesen az alsó légrétegek fordított hőmérsékletelhelyezkedésének következménye. A magasabb rétegekben meginduló 0° -ú, vagy ehhez közel álló esőcseppek az alsóbb rétegek hidegebb levegőjében megfagynak s úgy hullanak alá. Rendesen szélesendes reggeleken, vagy éjjeleken szokott esni.

Az eső, hó, jégeső stb. mérésére az ombrometer (esőmérő) szolgál, amelynek részletes leírását l. a Függelékben. Az esőmérők használatának kezdetén mindjárt arra a tapasztalatra jöttek, hogy minél magasabbra helyezik az esőmérőt, annál kevesebb csapadékot mutatnak. Ebből azt következtették (különösen Dove), hogy az eső és hó nemcsak a felhőkből, hanem a felhők és a Föld felszíne között elterülő levegőrétegekből is származik, ami azonban nem sokára tarthatatlanná vált. Nehány (30—40) m. magasságú légréteg nem okozhat olyan esőt, hogy emmiatt a földszinten elhelyezett csapadékmérő 20—30%-tel többet mutasson, mint a 30—34 m. magasságban felállított műszer. Nagy gonddal végrehajtott kísérletek végre kimutatták, hogy a csapadékmérő szélben nem jól dolgozik. A műszer maga ugyanis akadály a széllel szemben: kitéríti azt rondes

*) Tudjuk, hogy a vizet 0° alá is le lehet hűteni, annélkül, hogy megfagyna. Ha azonban ilyenkor a vízbe csak a legkisebb jégdarab jut, azonnal egy tömeg jéggé fagy az egész. A magasba ragadott kis vízcsepp is lehülhet 0° alá, amikor egész tömegében egyszerre fagyhat meg, aztán még tovább is hízhat ráfagyódással. Erre vall a jég szemek belső, külön magja s az ekkörül telepedett koncentrikus héjak, amelyek a későbbi ráfagyás következményei.

utjából s így a mérőbe kevesebb hull, mint a sík föld színére és pedig annál kevesebb, minél erősebb a szél. A szél teljes kizárása ugyan lehetetlen, de ha mégis lehetőleg gondoskodunk arról, hogy a magasba kitett csapadékmérők a szélről védve legyenek, akkor éppen annyi csapadékot fognak kimutatni, mint a földszintiek.

Többször említettük már, hogy a legtöbb csapadék a felszálló légáramlatokból származik. Hogy felszállás közben miképen változik meg a levegőben foglalt pára halmazállapota, azt a következő szemlélődés fogja megvilágítani.

Legyen a levegő a Föld felszínén nedves ugyan, de ne legyen egészen telítve párával s kezdjen el felemelkedni. Emelkedése közben 100 m.-ként egy-egy fokkal lehül s végre bizonyos magasságban annyira hideg lett, hogy elérte a telítés fokát. Kiterjedése közben ugyan mind ritkább és ritkább lesz, tehát ugyanazon hőmérséklet mellett mind több és több pára befogadására lesz képes, de ez aránylag csekélyet változtat a telítés hőmérsékletén, mindazáltal figyelembe kell vennünk. Legyen pl. a felszálló levegő hőmérséklete a tenger színében $+20^{\circ}$ C. s legyen a légnyomás 760 mm., a levegő nedvessége pedig 50%. Miután a 20° -ú levegő egy kilogrammjába csak 14.4 gm. pára fér bele, tehát 50% nedvességű ilyen levegőben kilogrammonként 7.2 gm. pára van. Ha a levegőt lehűlés közben ugyanazon nyomás alatt tartanók, akkor mintegy $10^{\circ}5'$ hőmérsékleten volna párával telítve. Miután azonban a levegő felemelkedése közben ki is terjed, valamivel alacsonyabb hőmérsékletre kell lehűlnie, hogy telítve legyen. A számítás azt fogja eredményezni, hogy a jelen körülmények között a levegőnek 1130 m. magasságra kell emelkednie, ahol a légnyomás 661 mm., hogy telítve legyen. Hőmérséklete ekkor

$$20^{\circ} - \frac{1130}{98} = 8.5^{\circ}.$$

Ha ezen túl tovább emelkedik, akkor már pára fog belőle kicsapódni, lehűlése tehát emelkedése közben ezután nem lesz olyan gyors, mint eddig volt, hanem a kicsapódás közben felszabaduló meleg a levegő hőmérsékletének javára fordul. Emelkedés közben ezentúl azonban mindig veszít párát s folyton hűl le, egész addig, míg 0° -ú nem lett az egész tömeg hőmérséklete. Felvett példánkban a levegőnek 1130 m. magasságról

majdnem 2000 méterig kellene emelkednie, ha teljesen száraz volna a levegő, hogy 0° -ra hűljön le. Miután azonban 1130 m. magasságban a levegő megtelt párával, innentől kezdve tehát lassabban fog lehűlni. 1130 m. magasságban van a felhőképződés határa, innen felfelé való emelkedés közben folyton képződik felhő. Hogy már most a felhőben cseppfolyós köd-szemcsék alakjában úszó víz lehull-e eső alakjában vagy nem, azzal egyelőre ne törődjünk, az más körülményektől függ. Annyi bizonyos, hogy az eső innen fog megeredni, ha csakugyan esik. Meg kell azonban keresnünk azt a magasságot, ahol folytonos párakicsapódás mellett eléri a levegőtömeg a 0° -ot. Hosszabb számítás után azt fogjuk kapni, hogy a levegőnek felvett példánkban mintegy 2560 m. magasságra kell emelkednie, hogy 0° -ú legyen. Ekkor a levegő nyomása csak 552 mm. s miután telítve van, a benne foglalt páramennyiség kilogrammonként csak mintegy 5·2 gr. Az egész uton 1130 m.-től egészen 2560 m. magasságig kivált tehát felhő alakjában összesen $7\cdot2 - 5\cdot2 = 2\cdot0$ gr. a levegőnek minden kilogrammjából.

Ha most a levegő még tovább emelkedik, akkor hőmérséklete mindaddig nem változik meg, amíg minden benne foglalt víz 0° -ú vízből, 0° -ú jéggé nem változott át. A fagyás ugyanis annyi meleget tesz szabaddá, hogy emmiatt a levegő hőmérséklete emelkedése daczára sem száll alá. Amint a számítások mutatják, még mintegy 120 m.-rel emelkedhetik a levegő, annélkül, hogy hőmérséklete változnék, de 120 m. emelkedés után aztán minden víz meg is fagyott benne s ezen túl már a párák közvetlenül szilárd állapotban fognak kicsapódni. Megjegyzendő, hogy ez alatt a 120 m.-es emelkedés alatt a levegő nyomása megesökkent, annélkül, hogy hőmérséklete változott volna, tehát most több pára fér bele, mint 2560 m. magasságban. A megfagyás 2680 m. magasságban fejeződik be s itt a levegőben kgr.-onként 5·2 gr. pára rejlik. Ezen túl aztán a pára kicsapódása a levegő emelkedésével együtt folyton tart. 5000 m. magasságban a levegő hőmérséklete körülbelül -14° lesz, nyomása 407 mm. s kgr.-onként mintegy 2·3 gr. pára marad még benne olnyelve, a többi már kicsapódott. *)

*) Igen szépen tüntette fel ezeket a halmazállapotváltozásokat grafikus alakban H. HERTZ: „Graphische Methode zur Bestimmung der adiabatischen Zustandsänderungen feuchter Luft“ cz. értekezésében (Deutsche Met. Zeitschr. I. köt. 1884), amelynek grafikus táblázata alapján számítottuk az itt közölt adatokat is.

Négy zónát különböztethetünk meg tehát a felemelkedő levegő párájának halmazállapotváltozása tekintetében: 1. A kicsapódás nélkül való emelkedés zónája addig tart, amíg a levegő a telítés hőmérsékletére nem hűlt alá. 2. A második zóna a felhő és esőképződés zónája, amely felvett példánkban 1130 m.-től 2560 m.-ig terjed. 3. A jégképződés zónája, ahol a kivált ködszemecskék fagnak jéggé. Ez a példában 2560-tól 2680 m.-ig terjed s különös figyelmet érdemel. 4. A hóképződés zónája, a mi példánkban 2680 m.-en felül, ahol a pára azonnal szilárd jégtűk alakjában válik ki.

Az eső és jég zónája hiányozhatik is. Így pl., ha a földszinten a levegő hőmérséklete 0° -nál alacsonyabb, akkor csak a hózóna van jelen. De még akkor is hiányozhatik a másik kettő, ha a talajon a hőmérséklet 0° -nál nagyobb. Tegyük fel, hogy a földszinten legyen a levegő 10° meleg s legyen a légnyomás 760 mm. s a nedvesség legyen megint 50% . Akkor, miután 10° -ú telített levegőben 7.5 gr. pára van kilogrammonként, 50% nedvesség mellett 3.75 gr. párát tartalmaz a levegő minden kilogrammja. Hogy a levegő most telített legyen, mintegy 1120 m. magasságra kell emelkednie, ahol hőmérséklete -2° , nyomása 662 mm. lesz. Innentől kezdve tehát csakis szilárd állapotban válik ki a csapadék, amely esetleg hópelyhek alakjában aláhullva, utközben megolvad, de hisz annak daczára sem szabad ezt az esőképződés zónájának tekintenünk.

A legérdekesebb kétségekivül a jégképződés zónája. Ez a néhány száz méter vastagságú levegőréteg az, amelyben a gazdára nézve legnagyobb katasztrófa készül. Ez a zóna lehet vastagabb és vékonyabb. Ha a felszálló levegő igen meleg s páratartalma nagy, akkor széles ez az öv, ha pedig aránylag hideg a levegő s kevés a párája, akkor megvékonyodik. De még egy nagyon fontos dolgot kell figyelembe vennünk. Ha az esőképződés zónájában a csapadék nem marad meg felhő alakjában, hanem cseppekké tömörülve lehull, akkor a tovább felszálló levegő víztartalma tetemesen megcsappanhat s ez a zóna igen vékony. Ha azonban az esőképződés zónájában a párák nem tömörültek cseppekké, hanem a felszálló légáramlás minden nedvességét magával viszi, akkor a jégképződés zónája vastag réteg, ahol tekintélyes mennyiségű víz válik szilárd halmazállapotúvá. Még veszedelmesebb akkor az álla-

pot, ha a felszállás olyan gyors, hogy már kis cseppeket is magával képes ragadni, mert akkor a jégképződés zónájában egész cseppek változhatnak jéggé, amelyek még magasabbra ragadtatva 0° alá is hűlhetnek, tetemes nagyságra hizhatnak s így hullva alá, pusztító sebességgel érkezhetnek a Föld felszínére. *)

IV. FEJEZET.

A csapadék földrajzi eloszlása.

A csapadék különböző formái közül a harmat és dér földrajzi elterjedéséről nem igen lehet szó. Derült ég és mégis

*) Teménytelen sok kérdés van még ezen a téren megoldatlanul. Ugyanolyan hőmérséklet és ugyanolyan páratartalom mellett miért képződik néha csak hatalmas vastagságú, sűrű felhő eső nélkül, máskor pedig úgy szólván minden felhőképződés nélkül eső? Miért esik néha csak jég, néha meg csak eső, holott a zivatarfelhők felett mindig látjuk a szétterülő, jégtükből álló cirrusfelhőket, ami biztos tanujele annak, hogy a felemelkedő légáramlás keresztül ment mind a négy zónán?

Valószínűleg AIRKEN vizsgálódásai a levegő portartalmát illetőleg, fognak bennünket nyomra vezetni. Ha ugyanis kevés a levegőben a por, akkor kicsiny a felhőképződés, de az egyes szemek körül nagyobb lecsapódás várható, tehát kevés gócpont körül súlyos cseppek képződnek. Ha viszont sok a por a levegőben, akkor sok gócpontra oszlik el a lecsapódás: sűrű és nehéz felhő képződik, amiből azonban nehezen ered meg az eső. Ugyancsak csekély portartalom hozhat létre jégesőt is, míg poros levegőben inkább eső fog képződni.

A viharágyúzásról itt van a helye, hogy megemlékezzünk. Ugy látszik, hogy az erős viharágyúknak csakugyan van hatása a jégeső ellen; de hogy miben áll ez a hatás, azt ma még sejtenünk sem lehet. PERNTER és TRABERT mintaszerű vizsgálatai azt mutatják, hogy a viharágyu csővéből a füstkarikához hasonló, köralakú tengely körül forgó levegőtömeg lökődik ki, amelynek sebessége az első másodperczben 50 m. is lehet. Ez az örvénylő gyűrű azonban igen pontos mérések szerint 300 méternél magasabbra nem hatol.

PERNTER (Met. Zeitschr. 1900. XVII. kötet 386. lap) csodálatosnak írja le ezeket az örvénylő léggyűrűket, amelyek különösen vízszintes irányú viharágyúval való lövések alkalmával olyan gyönyörűen képződnek s másféle fénytörésük és anyaguk miatt igen jól láthatók. A gyűrűknek még elég erős mechanikai hatásuk is van; léczeket eltörnek, vastag papirost összeszaggatnak még 100 m. távolságban is. Sebességük azonban olyan gyorsan csökkenik, hogy vertikális irányú lövések 300 méternél magasabbra semmi esetre sem juttathatják örvény-gyűrűiket.

De az örvény-gyűrű dinamikai hatására már eleve is csak a legkétségtelenebb hipotéziskeresés gondolhat. Ha van hatása, azt egyebütt kell keresnünk. AIRKEN az égésterményekkel a levegőbe jutott óriási pormennyiségről számol be (l. 12. lap). Nem a lőpor égésterményeinek gyorsan a magasba való szállítása okozza-e, hogy ott a zápor és jégképződés megesikkenik azáltal, hogy tetemesen megnöveltük a kondenzáció-csomókat?

Nagyon meglehet azonban az is, hogy a viharágyúzás teljesen haszontalannak fog kisülni. Ma még nagyon kevés az adat erre nézve, mert itt az egyes észleletek helyett igazán csakis sok év statisztikája fog dönteni. A kíséretek azonban még alig 5 év óta folynak.

nedves levegő mellett képződik, leginkább a harmat, de ez olyan változékony elem s annyira lokális körülményektől függ, hogy lehetetlen ma még némileg is meghatározni a nagyobb és kisebb harmatot élvező területeket.

Sokkal fontosabb a felhőzet földrajzi elterjedésének tanulmányozása. A felhőzet mértékét a borulat nagyságával szokás kifejezni, akképen, hogy a teljesen derült ég 0, a félig borult 5 és a teljesen borult ég 10 fokos felhőzetű legyen. Ha a felhőzetnek ilyen módon kifejezett fokaiból számtani közepet veszünk, kifejezhetjük a napi, havi és évi közepes felhőzetmértéket. TEISSERENC DE BORT és ELFERT foglalkoztak *) különösen ezzel a ma még keveset méltatott tüneménynyel. Az előbbi készítette az első térképet is, amely a felhőzet geográfiai elterjedését tünteti fel ugynevezett «izonef» vonalakkal. Később javított térképe után készült a mi 64. képünk. A térképről látszik, hogy a legderültebb területek általában a szárazföldre jutnak, különösen pedig a sivatagos vidékekre. A kontinenseknek ettől a befolyásától eltekintve, általában a felhőzet mértéke fordítva jár a légnyomás közepes eloszlásával. Az egyenlítő vidékén borus zóna húzódik végig, megegyezőleg a nagy légköri czirkuláció felszálló részével. A szubtrópus magas lényomású zónáinak mentén a borulat is sokkal kevesebb, sőt a legderültebb vidékeket ezeken a zónákon találjuk meg, különösen a kontinensek felett. Innen aztán a pólusok felé ismét gyorsan nő a felhőzet, különösen a déli sarkvidék felé, ahol egyik maximumát éri el. A felhőzet helyett szokás még a napsütés tartamát is feljegyezni. Erre a célra szolgáló műszerünk is van, amely autografikusan jegyzi a napsütés időtartamát (l. Függelék). Ennek a műszernek a feljegyzéseiben van egy állandó elem, t. i. a nappali órák száma a trópusoktól a pólusok felé fokozatosan csökkenik télen és fokozatosan növekedik nyáron, míg évi közepes értékében majdnem ugyanaz. Csakhogy mármost azok a magasabb földrajzi szélességeken fekvő helyek, amelyeken a tél a borultabb, a nyár meg a derültebb, azok aránylag több napsütéses órát fognak felmutatni, mint azok, amelyeken a nyár borus és

*) TEISSERENC DE BORT : Étude sur la distribution moyenne de la nébulosité à la surface du globe ; Annales du Bureau Centr. Météorol. Paris. ELFERT : Die Bewölkung in Mitteleuropa ; Peterm. Mitth. 1890. SCHÖNRÖCK : Die Bewölkung des Russischen Reiches ; Mem. der Pet. Ak. VIII. Ser. Vol. I. 1894.

a tél derűs (pl. Kelet-Azsia). Némi csapadékokra fog tehát az eféle mérés vezetni.

A felhőzet térképe nem fedezi teljesen a később leírandó csapadék-térképet. Nem mindig az a legborultabb terület, ahol legtöbb a csapadék. Így pl. a Himalája déli lejtője éppen olyan borus, mint némely partvidék, holott a Himalája déli lejtőjén esik talán a Föld legtöbb esője, míg a perui partokon olyan kevés a csapadék, mint valami sivatagon. Dél-Amerika északi részében általában fordított a helyzet: Brazília derültebb mint Peru, pedig az előbbiben tetemesen több csapadék hull.



64. ábra. A felhőzet földrajzi eloszlása (izonef vonalak).

Olyan helyeken, ahol sok csapadék mellett kevés a felhőzet, ott rendszeren nagy záporokban, rövid ideig tartó heves esőzésekben jelenik meg a csapadék, míg a másik vidéken egyenletesen eloszlik a nap és év minden szakára.

Ezeket a részleteket úgy, mint az izonef-vonalak egyéb rendellenességeit a csapadék eloszlása meg fogja magyarázni.

Az esőzés földrajzi eloszlásának ismerete a geografia egyik legfontosabb problémája. Az esőzés a hőmérsékleten kívül a legfontosabb klíma elem s úgy a szerves élet elterjedése, mint a felszín orográfiai formáinak kialakulásában mérhetetlen

jelentőségű. A bőséges csapadékú helyeken az erózió nagy arányú működése módosítja az orográfiát, ahol pedig a csapadék igen csekély, ott a pusztai, sivatagi képződmények az uralkodók. A növény- és állatvilág egymáson keresztül-kasul növekedő rengetegei, a trópusos őserdők, a nagyon esős területeken vannak otthon, míg a sokkal melegebb, de esőtlen vidékeken elkény-szeredett, nyomorult növényzet húzódik meg az árnyasabb, kissé nyirkosabb zugokban. Az ember élete is az esőkhöz van kötve s ebben a tekintetben talán egyedül a sarkvidék kivétel, ahol a csapadék a kóborló eszkimó életére nézve igen kevés jelentőségű.

A csapadék évi közepes mennyiségének megállapítása igen sok év tapasztalatát igényeli, mert alig van a klimának szeszélyesebb, egyik évről a másikra változékonyabb eleme, mint a csapadék. Ha csak hazánkat tekintjük meg, mennyi különbséget fogunk találni egyik évről a másikra! Budapesten 1863-ban 328 mm. csapadék esett, míg 1882-ben 896 mm.! Európán, az Unión és Indián kívül ugyan kevés helye van a Földnek, ahonnan elég hosszú, évtizedekre szóló tapasztalataink volnának. Mindazonáltal ma már meglehetősen jó képet adnak az egyes térképek, ha nem mennek túlságos részletekbe, ami a tudományos komolyság rovására van, s ha nem tulajdonítunk azoknak nagyobb megbízhatóságot, mint amennyit megérdemelnek. Egyedül Európa az, ahol részletesebb csapadékos térképeket készíthetünk, de még itt is nagy óvatossággal kell eljárunk.

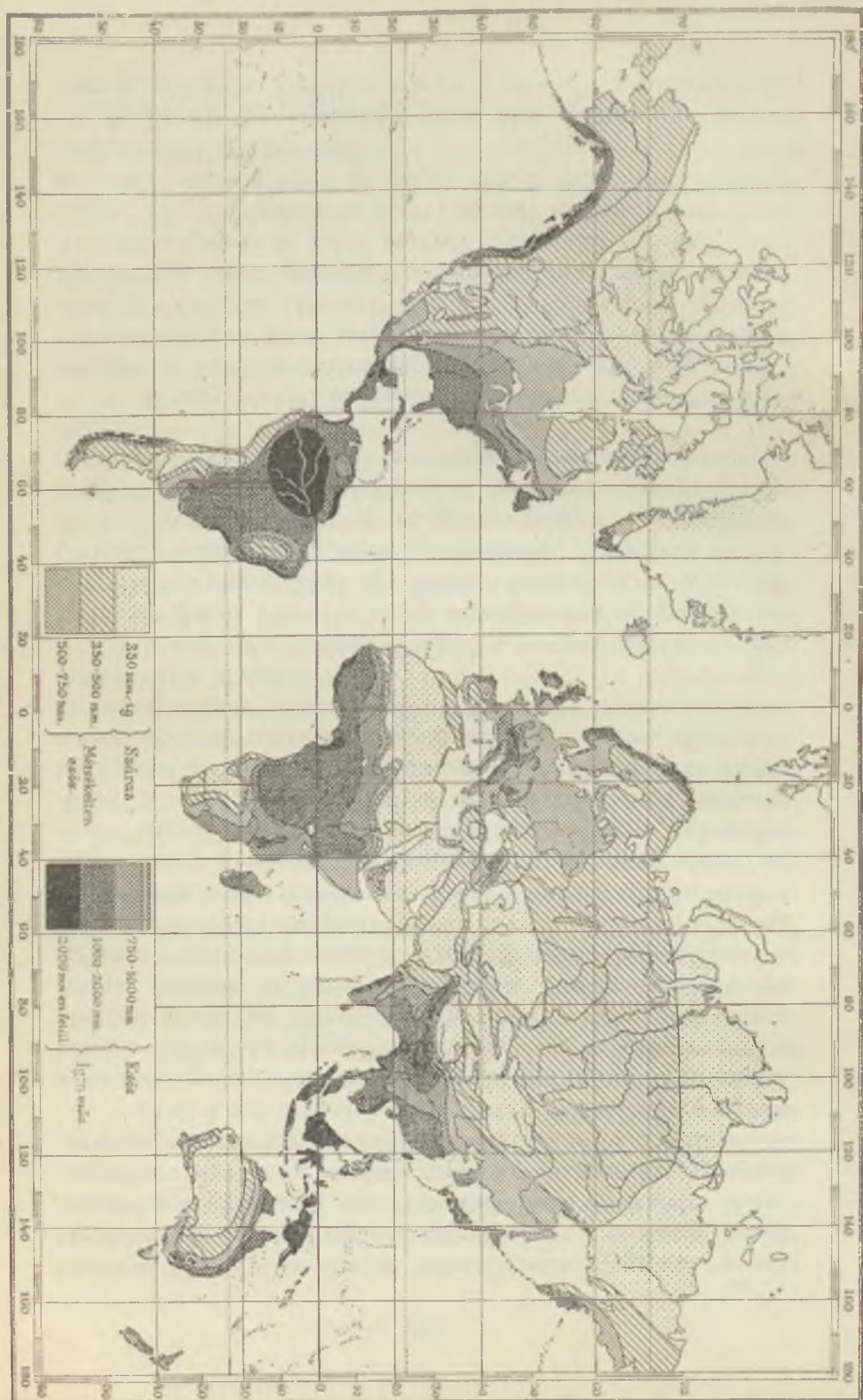
A csapadék eloszlását a légáramlások és az orografiai alakulások szabályozzák. Az eloszlásnak fő vonásait a Föld felszínén a 65. ábrában vázoltuk SUPAN után *) s röviden összefoglalva a következő törvényeket állíthatjuk fel.

1. A csapadékot a nagy földi czirkuláció következőleg osztja el:

a) Az egyenlítő vidékén, ahol a két passzát-öv közötti széles csendes öv felszálló légáramlását találjuk, és pedig évszakra-ként helyét változtatva, ott igen bőséges csapadék hullik. Közép-Amerika, az Amazon medenczéje, az Atlanti oceán egyenlítői vidéke, Közép-Afrika, az egész Kongó-medenczével, az Indiai oceán legnagyobb része, s a Szunda-szigetek tartoznak ebbe

*) SUPAN: Die Verteilung des Niederschlags auf der festen Erdoberfläche; Peiermann's Mitteilungen. Ergänzungsheft No. 124. Gotha 1898.

66. ábrn. A csapadék földrajzi eloszlása Európán szertül.



az övbe. Egyedül az Indiai oceán éjszaki partjain vannak kivételes helyek, miután itt a monzunrendszer a passzátok áramát összezavarja. Emmiatt nem jut a Szomáli félszigetre annyi csapadék, mint pl. a hasonló helyzetű dél-amerikai Guayana partjaira, vagy a hasonló szélesség alatt fekvő Fülöp-szigetekre.

b) Ettől a sok-csapadékos övtől úgy délre, mint északra, a magas légnyomások zónájában aránylag száraz övek kerítik körül a Földet. Az éjszaki féltekén ebbe az övbe tartoznak: a Mexikói plató, az Atlanti oceán tériói vidéke, a Szahara, Arábia, Perzsia és egész Belső-Azsia. Ezeken a vidékeken ugyan a térszin is a csapadék megcsökkenését hozza magával, de a Perzsa-öböl forró partvidékein, az u. n. Germezir aránylag száraz volta csakis innen ered. Kivételt tesznek ebből a zónából Ázsia déli és keleti partjai, ahol ismét a monzunrendszer az, amely nagyobb befolyású, mint az általános nagy légáramlás. A déli féltekén Dél-Amerika déli része, a 35° földrajzi szélesség táján, azután Dél-Afrika, Madagaszkár déli partjai, az Indiai oceán keskeny sávja a baktérítő mentén s egész Ausztrália tartoznak a nagy nyomású zóna lefelé szálló légáramlata miatt szarazzá lett klimához.

c) A nagy légnyomású zónáktól a pólusok felé a nyugati szelek birodalma kezdődik, amely a kontinensek nyugati partjait bőven ellátja csapadékkal. Így Észak-Amerika és Európa nyugati partjait, azután Dél-Amerika déli csücsait, Tasmania és Új-Zeeland nyugati partjait. A tengereken is igen sok ez alatt az öv alatt a csapadék, így főképen az éjszak-atlanti és az éjszakupacifikus nagy depressziók s az antarktikus nagy depresszió vidékén.

2. A nagy légköri czirkuláczió kivül még a monzun szélrendszer jó különös tekintetbe. Ez a szél ahol a kontinensek partjait mint nyári szél érinti, mindenütt bőséges esőzést okoz. Így Indiában, Hátsó-Indiában, Dél-Khinában, Japánban, Kamszatka keleti partjain, továbbá az ausztráliai monzun Ausztrália éjszaki és keleti partjain. Sőt amint azt majd látni fogjuk, még Európában is, nyári csapadék alakjában, megnöveli az esőzést Európa felett az ázsiai felmelegedés következtében megerősödött nyugati szél.

3. Ezeket az általános törvényeket azonban a térszin nagyon módosítja. Általában a hegyek mindig csapadékosabbak,

mint a környező síkságok. Ez természetes. A hegyek már maguk képesek felemelkedő légáramlást okozni völgyi szelek alakjában mutatkozó czirkuláció folytán. De ammellett a hegyek az összes légáramlásokat utjukban feltartóztatják s felemelkedni kényszerítik, minek következtében a hegy szélnek kitett oldalán erős csapadékkiválást észlelhetünk.

A legszárazabb vidékekről kiemelkedő hegyeken is szigetszerűen erősebb és gyakoribb csapadék jelentkezik. Így a Belső-Ázsia pusztáiból kiemelkedő hegyek zöld erdővel vannak borítva, mert ezeken a síkság felett csapadék nélkül elvonuló száraz szelek felszállásra kényszerülnek s így csapadékkukat elejtik. Így az Ordosz és a Tingeri homoksivatagok között fal gyanánt emelkedő Ala-san bérceit PSEVALSZKIJ erdővel borítottak találta. A Nan-san gerinczén Lóczy tapasztalatai szerint minden irányú szél mellett képződhetett csapadék, holott a hegyek lábainál a SZÉCHÉNYI expedíció ott tartózkodásának ideje alatt egyetlen egyszer sem emelkedett a nedvesség 35% fölé. Azért záporok itt is hullottak, de ezek a nagy magasságokba felemelkedő légáramlások szüleményei. A Nan-san ormait állandóan hó borítja. Hasonlóképen a Tien-san lánczai, még a puszták között emelkedő Bogdo-Ola gerince is hóval van fedve s még a rettentő Takla-makan homoksivatagról jövő déli szelek is képesek felhőbe borítani a hegyek tetejét sőt bőséges hóesést okozni. A Szahara közepén emelkedő Aszben és Tibeszi (2700 m.) magaslatokon rendszeres nyári esőzés található s a hegyek lejtőjéről patakok indulnak meg, amelyek elvesznek a környező pusztákon. Az Ural lánczain is több a csapadék mint az orosz, vagy a szibíriai alföldön. Éjszak-Amerikában a Sziklás-hegység szintén két pusztai, sőt sivatagos jellegű vidéket választ el s mégis a hegyeket dús erdők borítják. A növényzet a magassággal együtt szabályosan szaporodik s ha ez a hegység nem emelkednék 1000 m.-nél magasabbra, úgy olyan sivataggá változnék az Unio nagy része, amely területileg Európát is felülmúlná.*)

A csapadék azonban a hegyek lejtőin felfelé csak egy bizonyos határig nő a magassággal, azontúl ismét fogy és pedig azért, mert a csapadékot a hegyoldalon felemelkedő lég-

*) O. LOEW: Die Wüsten Nord amerikas; Mitth. d. Vereins für Erdkunde, Leipzig, 1876.

áramlás fokozatos lehülése okozza. Már pedig a hőmérséklet csökkenésével együtt fogy a levegőben lehetséges vízmennyiség is. Ha tehát annál gyakoribb lesz is az esőzés, minél magasabbra emelkedünk, mégis annak csapadékmennyisége bizonyos határon túl csökkenni fog, sőt igen nagy magasságokban egészen megfogy s a derült ég is gyakoribb lesz, mint a hegy alacsonyabb lejtőin. Ez a magasság, ahol legtöbb a csapadék, természetesen helyi körülmények szerint változik s általában ott van, ahol a hegyeken felemelkedő légáramlások közepes nedvességének megfelelő cumulus-képződés közepes nivója van. Általában tehát a környezet közepes hőmérsékletétől s a levegő közepes nedvességétől függ. Minél nagyobb a közepes hőmérséklet, annál magasabban van a maximális csapadék öve s minél nagyobb a levegő nedvessége (közepesen), annál alacsonyabban van a maximális csapadék öve. Eszerint tehát az egyes hegyvidékeken nagyon különböző magasságokban fogjuk ezt az övet megtalálni, sőt a hegy különböző világtájak felé néző lejtőin is különböző magasságokban jelentkeznek.

Jáva szigetén JUNGHUHN szerint 1000 m. magasságban van, az Alpokban mintegy 2000 m. felett lehet, míg Anglia tengerparti vidékein 500 m.-re száll alá. India déli részén mintegy 1400 m. magasságban találta SYKES, míg a Himalájában 1270 m. magasságban. A Tien-sanban igen éles a nyári és téli csapadék maximumának különbsége. Amíg a téli csapadék, hó alakjában mintegy 2500—3000 m. magasságban képződik, ahol a fenyőerdők régiója van, amelyek alább a nagy szárazság miatt nem élhettek meg, addig a hegyek tetején a nyári zivataros esők maximuma van s ott a fűnövényzet diszlik. Azért a hegyi lakók télre ide fel, a téli felhők fölé hajtják a marhát, ahol szélről védett völgykatlanokban táplálékot találnak lovaiknak. (SZEVEVCZOV). Wood a Pamirban a Kara-Kirgizek téli tanyáját 4880 m. magasságban találta, lovakkal, juhokkal és jaktehenekkel s a magas vidéket nem takarta hó, míg a feljárat alkalmával az utazók mély hóban hatoltak előre.*)

*) SVEN HEDIN utazása nem erősíti meg ezt a tapasztalatot. Az ő leírásából inkább az látszik, hogy a Pamir zárt medenczéiben pl. a Kara-kul tó medenczéjében kevesebb a hó, mint a körülötte emelkedő hegyek ormán, ami valószínű is, mert a zárt medenczék mindig szárazak. Meglehet, hogy WOODNAK ez a HANN által is citált észlelése hasonló tünetményen alapszik.

MTA KÖNYVTÁR ÉS
INFORMÁCIÓS KÖZPONT

A CSAPADÉK ÉVI KÖZEPES ELOSZLÁSA KÖZÉP-EURÓPÁBAN.

VI. tábla



Tervezte: Cholnoky Jenő.

Mérték: 1:8250.000.

A Magyar Pildrajzi Intézet v.t. melszéve és nyomása.

A hegyeknek majdnem kivétel nélkül különböző nedves-ségű a két lejtője. A tengerről jövő szelek által ért lejtő mindig csapadékosabb, mint a másik, amely szárazföldi szeleket kap. Csak akkor egyforma, de akkor is csak körülbelül, a két lejtő csapadékmennyisége, ha mindkettő ki van téve tengeri szeleknek, vagy ha a hegyláncz az uralkodó tengeri szél irányával párhuzamos. Ilyen pl. az Alpok láncz-rendszere, ha azt mint egységes egyedet tekintjük. A déli lejtő is, meg az éjszaki is egyformán sok csapadékot kap. De ha az Alpokat felépítő lánczokat külön-külön vesszük tekintetbe, akkor látni fogjuk a lényeges különbséget az egyes lánczok ellentett lejtői között. Az Alpok hosszanti völgyei ugyanis mindig szárazabbak, mint az Alpok külső lejtői, miután azok a tengeri szélről el vannak zárva, vagy csak úgy jut hozzájuk tengeri szél, hogy előbb a határlánczokon keresztül emelkedett, amikor tudjuk, hogy csapadéknak java részét a külső lejtőn kiejti felemelkedés közben, s a hegy tulsó oldalán mint száraz, főnszerű szél száll alá.

Mindezeket a viszonyokat az egyes vidékek alaposabb tanulmányozása behatóan és rendkívül törvényszerűen megvilágítja. A legegyszerűbb és legszabályosabb körülményeket Dél-Amerikában találjuk meg s azért ezt tekintjük meg először. Dél-Amerika nyugati partszegélyén szabályos hegyláncz, az Andok láncza húzódik éjszakraól dél felé. A láncz maga a legtipusosabb csapadékválasztó. Keletre tőle széles medence s lankás magaslatok terülnek el, nyugatra a hegy lábánál keskeny partszegély húzódik végig.

A kontinens legkeletibb pontjától, a S. Roque fokától egész Cayenneig nyitva áll az Amazon hatalmas medenczéje az Atlanti oczeán felé s épen ezek előtt a partok előtt váltakozva majd éjszakabbra, majd délebbre eső határral, végződik az éjszakaatlanti passzárendszer. Az eredetileg NE irányu szél a partok mentén ugyszólván egészen E irányú lesz s végig szalad az Amazon medenczében, az Andok lábáig. Az Amazon medenczéje lépcsős, lassu emelkedést mutat az Andok felé s ezeken a lépcsőkön felemelkedve éri az eső is a hegylánczokat. Természetes, hogy mindenütt bőven önti csapadékát, de legbővebben a hegylánczok keleti lejtőin, ahonnan a Maranon, az Ukayali, a Madeira stb. eredve, mint hatalmas folyok tevődnek össze, hogy a világ legnagyobb folyamát szüljék.

Éjszakon, a Guayanai hegyvidék már némileg elvonja ezektől a tengeri szelektől a csapadékot, s azok már az Orinoko völgyébe, a llannokra mint szárazabb szelek érkeznek meg. Itt már csak időszakos csapadékot kapunk s minden évben egy-egy hosszas száraz perriodus jelentkezik.

Pernambucotól délre Brazília partjai egész Porto-Alegreig elég hirtelen emelkednek ki s ezeknek a magas partoknak a szegélyét az Atlanti oceán délkeleti passzátja érinti, vagy pedig a Dél-Atlanti nagynyomású foltból mint anticiklónból kiáramló szelek hozzák a nedves levegőt a meredek lejtőre. Az atlanti lejtőkön a pára kihull s már a San-Francisco folyó elzárt völgyébe mint száraz szél érkezik meg. A San-Francisco völgye csakugyan Braziliának legszárazabb része.

Dél felé megváltoznak a viszonyok. A keleties irányú szelek helyett a nyugati szelek uralmába jutunk, ezek pedig csak az Andokon keresztül emelkedve jutnak Argentínia pusztai jellegű platójára s alig hoznak oda csapadékot. Erre a rendkívül száraz vidékre, annak éjszaki szélére esik a kontinens legforróbb nyara. Csak egészen délen, a Magellan szoros körül, ahol az Andok láncza szigetvilággá züllik szét, ott kezd ismét bőséges csapadék jelentkezni.

Egészen fordítva áll a dolog az Andok másik lejtőjén. Az egyenlítőnél éjszakra, ahol a hegyláncz délnyugatról éjszakelet felé húzódik, ott a tengeri szelek érhetik a partvidéket, különösen az atlanti passzát révén, de az egyenlítőnél délre hirtelen fordul el a hegyláncz délkelet felé s párhuzamos a délpacifikus passzátszél irányával. Tengeri szél tehát, tekintve a a passzátok állandó irányát, nem éri a partokat; de ha még fel is szökik valamelyes szél a parti lejtőkre, az is a perui hidegáramlás vizéről jő s a kontinens felett felmelegedve, szárazzá válik. Még rosszabb a helyzet Éjszak-Chileben, ahol a tengerről egyáltalában nem jó szél a partra. Itt húzódik el, keskeny sávban a tenger és a hegyláncz között a Föld egyik legszárazabb helye, s amíg az Andok keleti oldalán az Amazon medencze végtelen szelvéit öntözi a Föld egyik legdúsabb csapadéka, addig itt az alsó Atacama sivatag nyúlik el, egész közel a tengerhez. A parti Kordilléra még inkább elősegíti a sivatag száraz jellegét. Valparaisotól dél felé azonban kiérünk a nagy légnyomású zónából s a nyugati szelek hordják az Andok

nyugati lejtőire azt a teménytelen csapadékot különösen havat aminek következtében a dél-chilei hegyekről a jégárak lejutnak csaknem egész a tengerig.

A többi kontinensen szem előtt tartva az eddig mondottakat könnyen magyarázhatjuk már most a csapadék eloszlását.

Éjszak-Amerikát úgy nyugaton, mint keleten hegylánczok szegélyzik. A nyugati partok egész S.-Franciscoig, a passzát szelek éjszaki határáig nagyon szárazok. Ezen túl a nyugati szelek onyhe klimával és bő esővel látják el az éjszakkaliforniai és a dél-alaskai partokat. A keleti partokat erős keleti szelek érik s így ezek kapnak elég esőt. A kontinens belseje azonban, elkezdve Mexiko platóitól egész fel a sarkvidékig, nagyon száraz. Éjszakon ez a száraz klíma kiterjed a keleti partokra is, miután ott az éjszak-atlanti alacsony légnyomású hely körül keletkezett örvénylő szélmozgás miatt majd N W, majd S W felől jövő, tehát kontinentális szelek érik a partokat.

Sokkal nehezebb Afrika csapadékvizszoynainak értelmezése. Az egyenlítő vidékén, az egész kontinensen dús esőzésű sáv húzódik végig, magában foglalván a felső guineai partokat, Kamerunt, az egész Kongo medencét s Szanzibar és Moçambique táján éri el az Indiai oceán partjait. A Szomáli félsziget valószínűleg sokkal szárazabb, mint ezek a területek, de ezt még rendes meteorologiai feljegyzések alapján nem állíthatjuk. Egész Afrika legesapadékosabb pontja a Kamerun-hegy oceáni lejtője, ahol Debundsában az évi csapadékmennyiség 9960 mm. (két évi tapasztalat szerint), tehát annyi, hogy az egész Föld kerekességén egyedül Cserrapundsi, Indiában, múlja felül. Ezt a nagy csapadékmennyiséget délnyugati szél hozza, amely a Szahara monzun-hatása következtében eltérült délkeleti passzátból származott. Ez a szél Guinea partjain egész éven át uralkodik, minthogy az éjszakkéleti passzát Éjszak-Afrika nagy kiterjedésű földje miatt, csak nagyon csekély mértékben jöhet létre. Igen különös, hogy miképen marad ki a Szomáli félsziget a csapadékot hordó szelek járása alól. Partjain az indiai monzun S W és N E szelei váltakoznak, de egyik sem lép a tengerről a partokra s így csakis a délkeleti passzát legéjszakibb nyulványai azok, amelyek esővel látják el nemcsak ezeket, hanem az összes keleti partokat Afrika trópusos vidékein. A Kongó medencéjének tetemes csapadékmennyisége, tekintettel arra,

hogy a vidék valóban modencze s hogy keletről, ahonnan a S E passzát a legtöbb esőt szállithatná, tetemes magaslatok zárják el, valószínűleg a szélsőndek övének felszálló légáramlatában loli magyarázatát. Dél-Afrika épen fordított viszonyokat mutat s esőzés tekintetében megfelel Dél-Amerika hasonló szélességű vidékeinek. Az egész vidék minden évszakban még a déli félteke nagynyomású öveinek éjszaki oldalára esik s így az ott uralkodó szelek még keleties irányúak. Csakugyan, az Orange folyó alsó szakasza, Német-Dél-Afrika s a Kalahari sivatag igen kevés esőt kapnak. A passzát igazi esőt azonban Madagaszkár keleti lejtője kapja meg, a környező szigetekkel együtt.

Igen érdekes jelenség, hogy Capetown felett a Tábla-hegy déli lejtőjére hull a nagyobb csapadék, míg a város felőli, éjszaki lejtő sokkal szárazabb.

Éjszak-Afrikába a Kamerun és Kongo vidéki nagyon esős területről, Szudán átmeneti vidékén keresztül jutunk. Az Atlanti oceán NE passzátja nem fordul be a kontinens felé, egyebütt pedig mindenütt csak közeli szárazföldek, vagy kis kiterjedésű beltengerek környezik. Egyedül a Földközi tengerről jön állandó légáramlás a sivatag felé, de ez részben már az Atlaszon kiejti csapadékát, részben pedig sokkal hűvösebb klíma alól érkezvén a Szahara izzó sivatagja fölé, nagyon kiszárad s csapadékok csak a sivatag nagyobb emelkedésein ejt ki.

Dél-Afrikához nagyon hasonlítanak Ausztrália esői, csak-hogy Ausztrália valamivel délebbre is nyúlik, azonkívül a kontinens belseje télen a nagynyomású zóna egyik tagjává lesz s így déli partvidékei Ausztrália telén (június és július hónapokban) már a nagynyomású zónától délre jutnak, tehát a nyugati szélrendszerbe kerülnek. Tasmaniának, New-Sealandnak nyugati partjai az esősebbek, sőt még a kontinens délnyugati sarka is bőven kap esőt, de az igazi esőzést a keleti partokra az ausztráliai monzun hozza, amely Ausztrália nyarán a délpacifikus passzátot egészen keleti irányúvá tereli el.

A Szunda-szigetek Uj-Guineával együtt temérdek esőt kapnak, hisz itt húzódik végig a felszálló légáramlások öve s amellet minden irányú szél a szigeteket tenger felől találja.

Ázsia esőzésének eloszlását teljesen a kontinens saját monzun-rendszere rendezi s ennek járásától függ mindenütt a csapadék mennyisége. Ázsia hegyrajza olyan, hogy délen és kele-

ten mindenütt széles parti lejtőségek ereszkednek alá a belsőázsiai magas földről; ezeket meg mindig magas perem határolja s így a magas medence az uralkodó típus Ázsiának ránczolt hegyekkel borított vidékein. A térszin természete tehát azt hozza magával, hogy a tengerparti lejtőségek, vagy periferikus területek esőzés tekintetében élesen ellentétben vannak a belsőázsiai, hegybástyákkal körülvett magas földekkel. A monzunszélrendszer úgyszólván egész Ázsia körül érezteti hatását s a nyári félév alatt mindenütt a kontinens felé tartanak a szelek. Ezek látják el aztán a periferiát esővel. India a típusa a monzunesőzésnek s egyszersmint legvilágosabb magyarázója a térszin és csapadék összefüggésének. Ha Ázsia kontinensén keresztül metszetet készítünk délről éjszak felé, akkor látni fogjuk, hogy mi az oka annak, hogy daczára a Himalája óriási bérczfalának, mégis kap még Tibet minden hegye is esőt vagy havat, sőt juthat az Indiai oczeán felől csapadék még a Tien-san lánczaira is. A szél ugyanis nem csak hegyeken emelkedik keresztül, hanem amellet mind éjszakabbra és éjszakabbra is jut, tehát folyton hidegebb klíma alá, minél fogva már akkor is kiejtené csapadékját, ha teljes síkságon futna végig délről éjszak felé.

Ugy kell tehát tekintenünk a dolgot, mintha a magasságokat nem a tenger színétől, hanem valamelyik izoterma felülettől számítanánk. A csapadék eloszlása is olyan lesz tehát, mintha nem a Himalája volna a legmagasabb láncz, amelyet a szeleknek át kell hágni, hanem ezen túl mind magasabb és magasabb bérczek következnenek, tehát azokra is mindre jut valami csapadék. A folytonos lehülés miatt azonban, ha az eső gyakorisága, vagy az esős napok száma ugyanaz is marad, a csapadék mind szegényebb, mert a levegőben foglaltatható páramennyiség mindig kevesebb és kevesebb.

Ugyanezen oknál fogva az éjszakról délre tartó légáramlások nem szállíthatnak csapadékot az első nagyobb hegylánczon túl.

A csapadék java azonban minden esetre a legelső nagy magaslatok lábán hull ki. A SW monzun előtt az első akadály Indiában a nyugati Ghat hegység, amelynek nyugati lejtőjén s az előtte elnyúló Malabár partokon monzun idején bő eső hull. A második, még hatalmasabb lépcső a Himalája fala,

különösen pedig annak keleti vége, ahol a Ganges és Bramaputra alföldjéből átmenet nélkül emelkedik ki a Föld legmagasabb hegygerince. Hasonló hirtelenséggel állja útját a *SW* monzunnak Asszam hegyvidéke, meg a Patkoi-Arakan láncz Hátsó-India nyugati partjain s itt hull a Földön a legtöbb csapadék. Cserrapundsi, ahol az évi közepes csapadék 33 évi átlag szerint 11,789 mm. óriási mennyiség, a Föld legcsapadékosabb helye (Magyarországon legtöbb eső esik Fuzineben és pedig mintegy 2500 mm., tehát kevesebb, mind egy negyed része az előbbinek. Budapest csapadéka csak 665 mm!)

Az Arakan hegyláncz mögött, az Iravadi völgyében, mint meglehetős zárt medenczében nagyon megcsökkenik a csapadék, míg Sziam délfelé nyílt, lépcsős medenczéje, valamint Annam hegyeinek keleti lejtője igen sok esőt kap. A monzun látja el esővel egész Dél-Khinát, Japánt, Koreát, Mandsuországot, sőt még Kamesatkát is, persze folyton fogyó mennyiségben, délről éjszak felé.

Nyugat felé a monzun rendszerét megszakítja Arabia és a folytatását tevő Szahara, amely a maga külön szélrendszerével nem engedi kifejlődni sem a téli, sem a nyári monzunt. Ezen az oldalon tehát egyedül Boldog-Arábia kap esőt, meg a Libanon külső lejtője, amely éppen olyan szerepű, mint az Atlasz hegység. A monzun azonban határozottan érvényre jut ismét Európában, amint arról majd szó lesz. A szarmataalföldön nyugatról kelet felé a csapadék folytonos csökkenését látjuk, csak az Ural képes ismét valamivel többet megsűríteni, aztán annál kevesebb jut a nyugat-szibíriai alföldre, amely valószínűleg a legkeletibb helye a nyugati szelek által hozott csapadéknak. Szibíria többi része szintén nagyon száraz, különösen pedig annak éjszakiabb vidékei.

A legrészletesebben ismerjük a csapadék eloszlása tekintetében Európát. Ezen a kis kontinensen, amilyen komplikált annak térszine, éppen olyan változatos az esőzés eloszlása is. A csapadék eloszlása tekintetében két fővidékre oszthatjuk Európát. 1. A három déli félszigeten s általában a Földközi tenger vidékén a csapadék nyugatról keletre és éjszokról délre általában csökkenik s a téli esőzések az uralkodók. 2. A kontinens fő törzsén a csapadék nyugatról keletre szabályosan csökkenik, csak a térszin változtatja meg annak lokális

eloszlását. Az első vidékre is már az Atlanti oceán szolgáltatja a nedvességnek legnagyobb részét, de a második vidékre minden csapadék nyugat felől jő, ha néha a ciklónok által hozva, kerülő úton is.

Igen érdekes figyelemmel kísérnünk, hogy mennyire változtatja meg a csapadéknak nyugatról keletre való egyenletesen fogyó eloszlását Európa térszine. Franciaország majdnem egészen egyenletesen lejt a Centrális platótól az Atlanti oceán felé s azért ezen a szél felemelkedve, olyan egyenletesen osztja el a csapadékot, hogy Franciaország legnagyobb részéről alig érdemes csapadékos térképet készíteni, olyan egyenletes az. Egyszerre megszakad azonban az egyenletes lejtő a Cevennek lépcsőjével s Languedoc száraz, majdnem pusztai jellegű partjaira jutunk le. A szél alászállva a Rhône völgyébe, száraz szellé válik s csak az Alpok lejtőjén felemelkedve lesz ismét esőssé. Éjszakabbra, a Vogeseknek a Párisi medenceze felőli lejtőjén szintén sok esőt találunk, de a középső Rajna árkos mélyedésű völgye Baseltől Frankfurtig annyira száraz, hogy a lösz itt egész típusosan kifejlődhetett (l. VI. táblát).

A Rajna árkának tulsó partján a Schwarzwaldban ismét felemelkedik az évi csapadék 1000 mm.-en felül, de a Sváb-Bajor medenczében megint leszáll az ezt a vidéket normálisan megillető mértékre. A Böhmerwald, a Thüringerwald ismét sok esőt vonnak el a mögöttük fekvő Csehország medenczéjétől, amely a Morva medenczével együtt átlag szárazabb, mint a Magyar medence (mert kiterjedésükhöz képest mélyebbek emennél).

Ettől a vidéktől éjszakra, Németországban a csapadéknak állandó fogyását látjuk Hollandiától a nagyon száraz Visztula-vidékig, ahol úgy látszik, hogy a Keleti tenger nyújt ismét némi tápot a csapadéukban nagyon megfogyatkozott nyugati szeleknek. Oroszországban azután majdnem egész szabályosan fogy a csapadék WNW felől ESE felé s végre a Kaspi-tó vidékén az évi közepes csapadék 200 mm.-en is alul marad s emiatt a dél-oroszországi steppék lassanként teljes sivatagba mennek át a Turáni alföldön.

Magyarország hegyekkel körülzárt medenczéjébe minden irányú szél csak hegyeken által léphet be. Egyedül az uralkodó nyugati szél az, amely Wien táján alig emelkedve valamit,

jöhet be a Felső-Dunamenti medencékből és az Alpok hosszanti völgyeiből, míg az Adriáról felemelkedő délnyugati szél csapadéknak legnagyobb részét a Karszt vidékén ejti le s Fuzine táján létre hozza Magyarország legnagyobb csapadékát (2500 mm.) A magyar medencének mégis legszárazabb helyei a dunántúliak, ahol még leszálló szél a nyugati, míg az ország keletibb részei, különösen a hegyek lábainál, valamivel több esőt kapnak. A Nyírségen, a Tisza felső völgyében a délnyugati szél a csapadékos, amely ott a határhogységeken átemelkedni kénytelen. A Bihar hegységben, a Kodru-Momában a nyugatias irányú szelek hozzák az esőt, míg Temesmegye déli részén az éjszaki és éjszaknyugati szél a nedves, a délkeleti pedig, amely a bánáti hegységen át Románia alföldjéről jött, Romániában ejti ki csapadékát és a Deliblati homokpusztára mint teljesen száraz, főnszerű szél érkezik meg.

Az erdélyi medence ismét nagyon száraz s a szelek már a keleti Kárpátokon átkelve sem képesek elég vizet kifacsarni s az erdélyi száraz medence valósággal átszolgál Moldova poros síkjaira, hogy aztán kinyuljon egészen a Fekete tenger partjára, ahol a Kaspi pusztákon kívül, Európa legkevesebb csapadéka hull.

Amíg a nagy orosz lapályon a nyári esőzés a nyugati szelek uralmával rendkívül pregnans jelenség, addig a Kaukázus vidéke már a Földközi tenger vidékéhez hasonló klímának az orosz klímával való keveredését mutatja. A Kaukázus déli lejtőjén igen erős a csapadék s ez az esős vidék különösen a Rion folyó vízgyűjtő területét foglalja magába. Különösen érdekes azonban a Kaspi-tóra nyíló Kura és Aras folyók medencéje, amely a Kaspi-tóról felemelkedő légáramlásokkal kap csapadékot.

A Földközi tengerbe nyúló félszigetek mindegyike nyugati oldalán kapja a több csapadékot.

A Pireneusi félsziget nyugati és éjszaki partvidékei túlságosan bő esőzésben részesülnek az Atlanti oceán felől (Serra da Estrella*) Portugalliába n1441 m. magasságban 2966 mm.), de már a Mesetúra, Leon és a két Castilia magas platóira csak kevés csapadék jut. Még szegényebb esőben Aragonia, amelybe

*) HANN: Zum Klima der Serra da Estrella; Met. Zeitschr. 1896. XIII. k. 350. lap.

az esőt hozó nyugati szelek csak a Mesetáról leszállva jutnak, a Földközi tengerről pedig amúgy is kevés szél jó a félszigetre, de annak csapadékát is kiválasztja a Catalonai hegység, amelyen az Ebro csak keskeny szurdokkal tör keresztül. Aragonia emiatt Spanyolország legszárazabb, majdnem pusztai jellegű területei közé tartozik. A Földközi tenger partján elnyúló szegély Barcelonától egész Gibraltárig szintén igen száraz s ez talán egész Európának legderültebb egü vidéke, ahol csakugyan szükség van a huerták öntöző műveire. A Sierra Nevada, továbbá a Castilíai választóhegység mint szigetek állnak ki a spanyol magas föld száraz területeiből. Legmesszebb vezet a kis kontinens belseje felé a csapadékot a Guadalquivir völgye.

Itáliának két esős zónája van, egyik az Apenninek rendszerének nyugati lejtője, a másik az Alpok déli lejtője. Száraz vidékei aránylag a Po síksága, azután az Apenninek keleti lejtője, különösen pedig az Apulíai síkság, amelyet nyugatról az Apenninek, keletről pedig a Gargano félsziget röge védelmezik a csapadék ellen.

Még élesebb a nyugat és kelet közötti különbség a Balkán félszigeten, ahol a Dinári Alpok nyugati lejtője a Karsztól egészen a Peloponnesus déli csúcsáig bő csapadékban részesül, míg a Balkánfélsziget többi része nagyon száraz. Különösen szárazak pedig azok az elzárt medenczék, amelyek a félsziget komplikált térszine folytán támadtak. Így a Rigómező, a Maricza mindkét medenczéje (Filippopolis és Edrine vidékén); azután azok a tengerparti lapályok, amelyeknek éjszaknyugatról magas hegyhatáruk van, mint pl. a Szaloniki síkság, továbbá Athene vidéke. A legtöbb csapadék a Szkutari tó, Cetinje és a Bocche di Cattaro vidékén esik és pedig Crkviceben 4360 mm., ami egész Európa, sőt az egész mérsékelt égöv legnagyobb csapadékmennyisége az egész éjszaki féltekén! Hasonlóképen igen sok a csapadék Cetinjében és pedig 2934 mm. (l. VI. tábla).*)

*) Közép-Európa évi közepes csapadékeloszlásának térképéhez a következő adatokat használtuk:

RACM O.: A magyar korona országainak csapadékviszonyai. Térképpel; M. Mérnök- és Építész-Egylet Közlönye XXXII. k. 1898. p. 1. — Romániára HEPITES: Régime pluviométrique de Roumanie. Bucarest 1900. térképpel. — Oroszországra: Az Oroszbirodalom klimatologiai atlasza. Sct.-Peterburg 1900. Oémetországra: HELLMANN: Regenkarten d. Preussischen Provinzen (Schlesien, Nstpreussen, Westpreussen und Pozen). Sajnos, ezek a külön megjelenő tér-

Európa éjszaki részein, úgy mint Angliában és a Skandináv félszigeten ugyanazt a jelenséget találjuk, hogy a csapadék azoknak nyugati partjain igen bő és minden évszakban egyenletesen oszlik el. A Brit szigetek térszine olyan, hogy a nagyobb magaslatok általában a nyugati partokon emelkednek s így ez a körülmény még inkább elősegíti a csapadéknak nyugatról keletre való csökkenését. Angliában, annak éjszaki részén a Cumbrian hegységben *) (Cumberland) esik a legtöbb eső (a Styhead hágón, amely a Lingmell-Benk völgyből a Derwent folyó völgyébe vezet át, 4310 mm.), Skóciában pedig a Ben-Nevis vidékén (Ben-Nevis csúcs 1343 m. magas met. állomásán 3800 mm.). Irlandnak délnyugati zuga a legesősebb, de azért az egész szigeten, a legszárazabb Dublin vidék kivételével, sehol sem kevesebb a csapadék 750 mm.-nél. Angliában legszárazabb a The Wash öböl környéke a keleti partokon, ahol a csapadék 600 mm.-re száll alá. Norvégia nyugati partjai valamivel kevesebb csapadékot kapnak, mint Anglia. A legtöbb Bergen vidékén hull (Florő 1940 mm., Bergen 1850 mm.), de aztán gyorsan megfogy a csapadék fenn a fjeldeken és különösen Svédország éjszaki részében 500 mm.-en alul marad. A legszárazabb Kola-félszigete, amely különben már esőzés tekintetében a sarkvidékhez tartozik, ahol, különösen télen, mindenütt igen kevés az eső és a hó s a sarkkörön belül egyedül Norvégia éjszaknyugati partjain számottevő a csapadék.

képek egymással nem illeszthetők össze pontosan, az izohiéták nem egymás folytatásai. POLIS: Die Niederschlagsverth. d. Mittl. Rheinprovinz; Forschungen zur d. Landes-u. Volkskunde XII. 1. — F. SCHULZ: Die jährlichen Niederschlagsmengen Thüringens u. des Harzes. Archiv f. Landes u. Volkskunde d. Prov. Sachsen 1898. p. 8—79. — SCHULTHEISS: Die Niederschlagsverhältnisse des Grossherzogthums Baden. Beiträge zur Hydrographie d. Grossh. Baden. 1900. Heft 10.

Az osztrák tartományokra sokkal kevesebb újabb adatunk van. A régieken kívül: FREJLACH: Étude sur la Labe I. Distribution géographique et temporaire des degrés de précipitations dans le bassin hydrographique de Labe (Elbe) en Bohême. Prag 1896. PARTSCH: Die Regenkarte Schlesiens und der Nachbargebiete; Forschungen z. Deutschen Landes u. Volksk. IX. k. 3. füzet. K. SZULC: Ogólny zarys Stref klimatycznych Galicyi. Lwow. 1898. Balkán-félszigetre: MARCOLLS: Regenfall in den Bocche di Cattaro und in der Crivoscie; Met. Zeitschr. XVI. k. 1899. 329. lap. V. RAULIN: Die Regenvertheilung auf der Balkanhalbinsel, 1871—90. Met. Zeitschr. 1895. XII. k. 426. lap. — Italiára: E. MILLOSEVICH: Sulla distribuzione della Pioggia in Italia. Parte II. Annali dell' Ufficio centrale di Meteorologia Italiana Serie II. Vol. III. Parte I. 1881. p. 129. Svejczra: R. BILLWILLER: Carte pluviométrique de la Suisse 1864—93 Archives des Sciences Phys. et Nat. Genève 1897.

*) L. Met. Zeitschr. 1898. XV. k. 197. lap.

Mindezen adatok alapján ma már pontosabban ki lehetne számítani a szélességi körök közepes csapadékmennyiségét, de ez újabb adatok alapján még nem történt meg. Egyedül J. MURRAY számította ki LOOMIS legelső csapadékos térképe alapján a szélességi körök szerint vett zónák közepes csapadékmennyiségét s eredményei röviden összefoglalva a következők:*)

Szélességi zónák	0°—10°	10°—20°	20°—30°	30°—40°	40°—50°	50°—60°	60°—70°	70°—80°
Éjszaki félteke	212	102	73	59	61	59	40	38
Déli félteke	203	132	71	75	113	112	(107)	?

A földrajzi szélességek szerint tehát a csapadéknak 3 maximális zónája van t. i. egy az egyenlítő vidékén és pedig attól kissé éjszakra, a másik kettő pedig a nagy légnyomású zónáktól a pólusok felé, a 40°—50° szélességek között. A csapadék eloszlásának minimuma van a nagy légnyomású zónákon és a két pólus vidékén, noha a déli sarkvidéket ebben a tekintetben még ma sem ismerjük. Meg kell jegyeznünk, hogy az összes eféle számítások csak a szárazföldekre vonatkoznak, miután a tengereknek csak kis részéről ismerünk annyi feljegyzést, hogy abból az évi csapadékmennyiségre lehetne következtetni, rendesen csak a csapadékos napok számáról van bővebb ismeretünk.

V. FEJEZET.

A csapadék napi és évi ingadozása.

Az esőzés a napnak nem minden órájában egyformán gyakori és nem minden óra mutat fel — hosszú évek középértékében — egyforma esőmennyiséget. Szárazföldek belsejében általában azt tapasztaljuk, hogy délután esik a legtöbb eső és pedig 2—6 óra között. De rendesen két maximuma van az esőzés napi eloszlásának, t. i. a késő éjjeli, vagy kora reggeli órákban is több az eső, mint a késő esti, vagy a délelőtti órákban. Így pl. Bukarestben a közepes napi csapadékmennyiség ezredrészei a következőleg oszlanak el a nap egyes óráira:**)

*) J. MURRAY: On the total rainfall of the land of the globe; Scottish Geogr. Magazin III. k.

**) A sok évből számított közepes napi csapadékmennyiséget tegyük egyenlővé 1000-rel s így osszuk el az órákra a tényleges mennyiségek arányában. Így különböző állomásokon egymással összehasonlítható értékeket kapunk.

Órák	Éjféli—2h	2—4h	4—6h	6—8h	8—10h	10—dél
Csapadék ‰	67	66	83	82	78	75
Órák	0—2h	2—4h	4—6h	6—8h	8—10h	10—éjféli
Csapadék ‰	74	82	122	115	76	80

Ez a rendes szárazföldi típus, míg a tengerparti állomások rendszeresen csak egyetlen éjjeli maximumot adnak, pl. Triestben a fennebbi órák szerint a csapadék ‰

102 86 85 73 75 75 67 68 74 84 104 **170**

Ez a tünet könnyen magyarázható. Szárazföldeken a legtöbb csapadékot a felszálló légáramlás keletkezése okozza, amely legintenzívebb a délutáni órákban. De azonkívül az éjjeli lehűlés is tetemes csapadékot választhat ki s ez okozza az éjjeli maximumot. A tengerek partján a délutáni maximum hiányzik, hanem annál intenzívebben tűnik ki az éjjeli maximum, ami természetes, mert itt a délutáni felszálló légáramlás hiányzik, vagy ha van is, azzal az aránylag hűvös tengeri levegő intenzív felmelegedése, tehát nedvességének erős megesőkkenése jár együtt. Ezt bizonyítja az is, hogy nyáron az éjjeli maximum még túlnyomóbb, mint télen. Nyáron ugyanis nappal a tenger és a szárazföld között nagyobb a hőmérsékletkülönbség, tehát a tengerről jövő hűvösebb levegő aránylag jobban felmelegszik s így nedvessége kisebb lesz. Viszont nyáron a tenger feletti levegő hőmérséklete magasabb mint télen, tehát telítés állapotában a benne foglalt abszolút páramennyiség is nagyobb. Nyári éjjeleken ugyanolyan a hőmérséklet-eloszlás a partokon, mint télen szokott lenni, t. i. hogy a tenger feletti levegő alig veszít valamit nappali melegéből, míg a szárazföld ennél jobban lehűl. Ugyanazon fokú lehűlés azonban nyáron, a nagyobb páratartalom miatt, több párát enged kicsapódni, mint télen. Innen tűnik fel az éjjeli maximum nyáron olyan túlnyomónak.

Az eső gyakorisága az esőmennyiséggel tökéletesen egyforma napi járást mutatna, ha az eső intenzitása a napnak minden szakában ugyanaz volna. Mivel azonban a délutáni esők — mint a tapasztalat mutatja — mindig intenzívebbek, mint az éjjeli esők, annál fogva az eső gyakorisága nem szükséges, hogy épen olyan napi eloszlást mutasson, mint az esőmennyiség s mégis létre jöhet az esőmennyiség délutáni maximuma. A tapasztalat csakugyan azt mutatja, hogy az eső

sokkal gyakoribb éjjel és kora reggel, mint délután, de a délutáni esőzések kiadóbbak, tehát az esőmennyiség maximuma mégis délutánra jut (a szárazföldeken).

Ezek alól az általános szabályok alól vannak lokális kivételek, de miután az eső, óránkénti feljegyzése sajnos, még csak nagyon kevés helyen folyik, annál fogva részletesebb szabályokat még ma alig lehet felállítani.

Sokkal nagyobb fontosságú és földrajzi jelentőségű a *csapadék évi eloszlása*

A csapadék évi eloszlását rendesen havi közepekben szokás feltüntetni, azonban nem szabad elfelejtenünk, hogy a hónapok nem egyenlő hosszúak s így nem adnak ilyen számítások egymással tökéletesen összehasonlítható eredményeket. Szokás a havi közepeket egyenlő hosszúságú (30 napos hónapra) átszámítani, a mikor azonban a havi közepek összege nem adja az évi középértéket. Mások az év 12-ed részére, 30·4 napra számítják át a havi közepeket, ismét mások minden hónap közepes napi csapadékmennyiségét számítják ki. Angot végre azokat az eltéréseket számítja ki, a melyeket az egyes hónapok mutatnak attól a csapadékmennyiségtől, a mely az egyes hónapokra jutna, ha a csapadék az egész év folyamán teljesen egyenletesen oszlanék el. Ezeket a relatív számokat ő az eső relatív excessusának nevezi havonként. Kétségtől ez a legprecízebb formák egyike, de közelről sem olyan egyszerűen áttekinthető, mint a közös hosszúságra hozott hónapok abszolút közepes csapadékmennyisége.

Bármilyen módon fejezzük is ki a csapadék évi eloszlását, mindenképpen arra jutunk, hogy a csapadék évi eloszlását főképpen a felszálló légáramlások szabályozzák, a melyeknek három fő oka van: 1. az egyenlítői szélesendes övben a levegő a nagy légköri cirkuláció folytán száll fel, 2. a mérsékelt égövek alatt gyakori az örvénylő légmozgás, amely felszállással jár és 3. a hegyek is kényszerítik a levegőt felszállásra, ami különösen a monzun szélrendszer csapadék viszonyait szabályozza.

Ezek szerint már most a csapadék évi eloszlása a következő eső-vidékekre osztja a Földet.

1. Az egyenlítő közelében a szélesendes öve, tehát a legintenzívebb felmelegedés helye a Nap állásával együtt változtatja helyét s mindig ott, vagy legalább annak közelében talál-

ható, a hol a Nap délben a zeniten jár. Miután a Nap a két térítő között minden parallel-körön kétszer megy át egy esztendőben, ennél fogva az egyenlítő körül egy évben kétszer következik be az esős időszak. Az egyenlítőtől távolabb, a két térítő közelében azonban már oly gyorsan követi egymást ez a két időszak, hogy nem lehet őket elválasztani, mert összefolynak, sőt a térítőkön mindig csak egyszer is van egy esztendőben a Nap a zeniten s itt szigorúan csak egy esős periódusnak kell lennie. Az egyenlítőtől délre és éjszakra körülbelül a 10^0 szélességig csakugyan két esős és két száraz évszakot különböztetünk meg. Az egyenlítőn magán a két esős időszak a tavaszi és őszi napéjegyenlőség időtájára esik (rendesen megkésve), míg az egyenlítőtől éjszakra a két esős évszak közeledik egymáshoz és pedig akképen, hogy a nyári szárazság időszaka megrövidül, a téli pedig meghosszabbodik s legnagyobb a szárazság akkor, mikor a Nap az ellenkező félteke térítője felett áll. Ezt a zónát a kettős trópusi esőzések övének nevezzük.

2. A térítők közelében a két esős évszak oly gyorsan követi egymást, hogy szétválasztásuk lehetetlen, s azért ezt a két zónát az egyszerű trópusos esőzések övének nevezhetjük. Az esős évszak ezeken a zónákon a nyár.

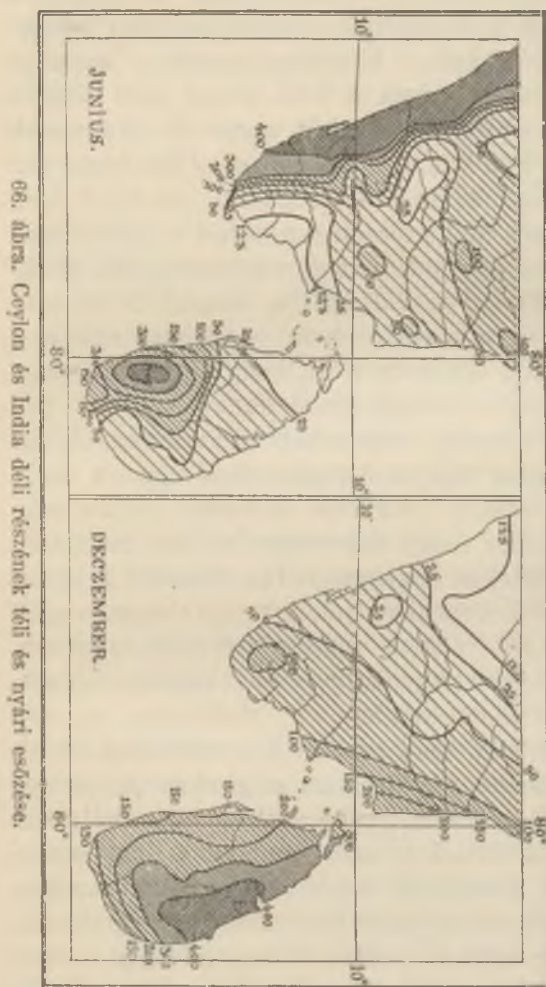
3. A passzát szélrendszer külső határain a nagy nyomású zónákban általában kevés a csapadék, mert hisz ezek felett a helyek felett van a nagy légköri czirkulációk leszálló ága, amelylyel a levegő felmelegedve, szárazabbá válik. Ez a nagynyomású zóna is változtatja helyét és pedig az illető félteke nyarán mindig távolabb van az egyenlítőtől, mint a félteke telén. Azokon a helyeken, amelyek felett ez a magas légnyomás nyáron tartózkodik, azokon nyáron nincs eső, hanem csak télen, a mikor a nagy légnyomás délre vonult, s előbbi helyét átengedi a mérsékelt égöv nyugatias szeleinek és ciklónjainak. Ezeken a vidékeken tehát az esős évszak a tél s a száraz a nyár. Ez a zóna körülbelül a 28^0 és 40^0 szélességek közé esik. A csapadék ezeken a vidékeken általában kevés, de a téli csapadékot is főként örvénylő légmozgások, ciklónok okozzák, a melyek télen gyakrabban száguldanak végig ezeken a vidékeken, mint nyáron. Nem is annyira a havi közepes légnyomás elhelyezkedésében tűnik fel annyira ez a tűnemény, mint inkább abban, hogy ilyenkor ezeken a vidékeken gyakoriak a ciklónok.

Ilyen téli esői vannak különösen a földközi tenger vidékének, továbbá Észak-Amerika nyugati partjainak a térítön kívül, végül a déli féltekén levő kontinens-nyúlványok térítön kívül fekvő részeinek, különösen pedig a nyugati partoknak, mert hisz mondtuk, hogy az esőzés ideje alatt ezek a vidékek a nyugati szelek zónájába kerülnek, (a ciklónok is nyugatról keletre tartanak), tehát a nyugati kontinens-partokon jelentkeznek igazában, míg a keleti kontinens-partokon ilyenkor kontinens felől jövő, száraz szelek jelentkeznek, akár logyen az illető helyen monzunrendszer, akár nem. A legnagyobb ilyen jellegű terület a Földközi tenger vidéke, a hol épen ezen a helyen beltenger teszi nedvessé a levegőt.

4. A mérsékelt égöv többi részén a nyugati szelek uralma alatt minden évszakban van eső, a melynek egyenletes eloszlását csak lokális körülmények változtatják meg. A déli félteke mérsékelt övének legnagyobb része olyan egyenletes esőeloszlást mutat az óceánokon egész éven át, hogy alig lehet évszakokat ebben a tekintetben megkülönböztetni. A térítő felé azonban az egyenletes eloszlás mindinkább megzavarodik, az őszi és tavaszi esőzés kezd túlnyomó lenni, majd végre a szubtrópusos vidékeken a kettő, t. i. az őszi és tavaszi esőzés annyira közeledik egymáshoz, hogy mint egyetlen téli maximum tűnik fel. Az éjszaki féltekén általában ehhez hasonlóak a körülmények, de ide épen sok kontinens jut, a melyek megzavarják a tünemények rendes lefolyását s némi eltéréseket okoznak, amelyek azonban nem olyan nagyok, hogy azért minden évszakban ne volna számba vehető esőzés.

5. Azokon a vidékeken, ahol szabályosan váltakozó irányú szelek járnak, ott az esőzés évi eloszlása szigorúan periodusos és pedig a térszintől függ. Legnagyobb szabású a szabályosan váltakozó szelek közt az ázsiai monzun, amelynek nagy szabályosságát már többször kiemeltük. Ázsia déli és keleti partjain a monzun szabályos váltakozása miatt az esőzés igen szabályosan következik be és pedig nyáron, amikor a tenger felől jön a szél a szárazföldre. Téli esőzés csak a szigeteknek kontinens felőli oldalain vagy egyes félszigeteknek a téli monzun felé fordított oldalain lehetséges. Téli esőzést csakugyan csak Japán nyugati partjain, Annam Tonking felé eső partjain, azután Elő-Indiában a Koromandel partokon és végül Ceylon éjszaki felén találunk.

Különösen érdekes Ceylon szigete, amelynek északi felén télen, déli felén pedig nyáron esik túlnyomó mértékben, miután a hegyes sziget déli lejtőjét a nyári monzun, északi lejtőit pedig a téli monzun éri (l. 66. ábra). Ugyanez a különbség van India nyugati és keleti partjai, a Malabár és a Koromandel partok között.



A monzun hatása folytán, bátran mondhatjuk, hogy néhány kivételes helyen kívül, mint amilyenek a most említettek is, egész Ázsia körül a nyári csapadék az uralkodó, még fenn Kelet-Szibiriában is, ahol a tél nagyon száraz.

Ugyanez a monzunhatás teszi Európá legnagyobb részén is a nyári esőzést túlnyomóvá. Magyarországon május végén vagy június elején olyan hirtelenséggel következik be a nyugatias irányú szeleknek uralomra jutása, hogy ezt csak monzunszerű hatásnak tulajdoníthatjuk. Tudjuk, hogy ekkor esik le

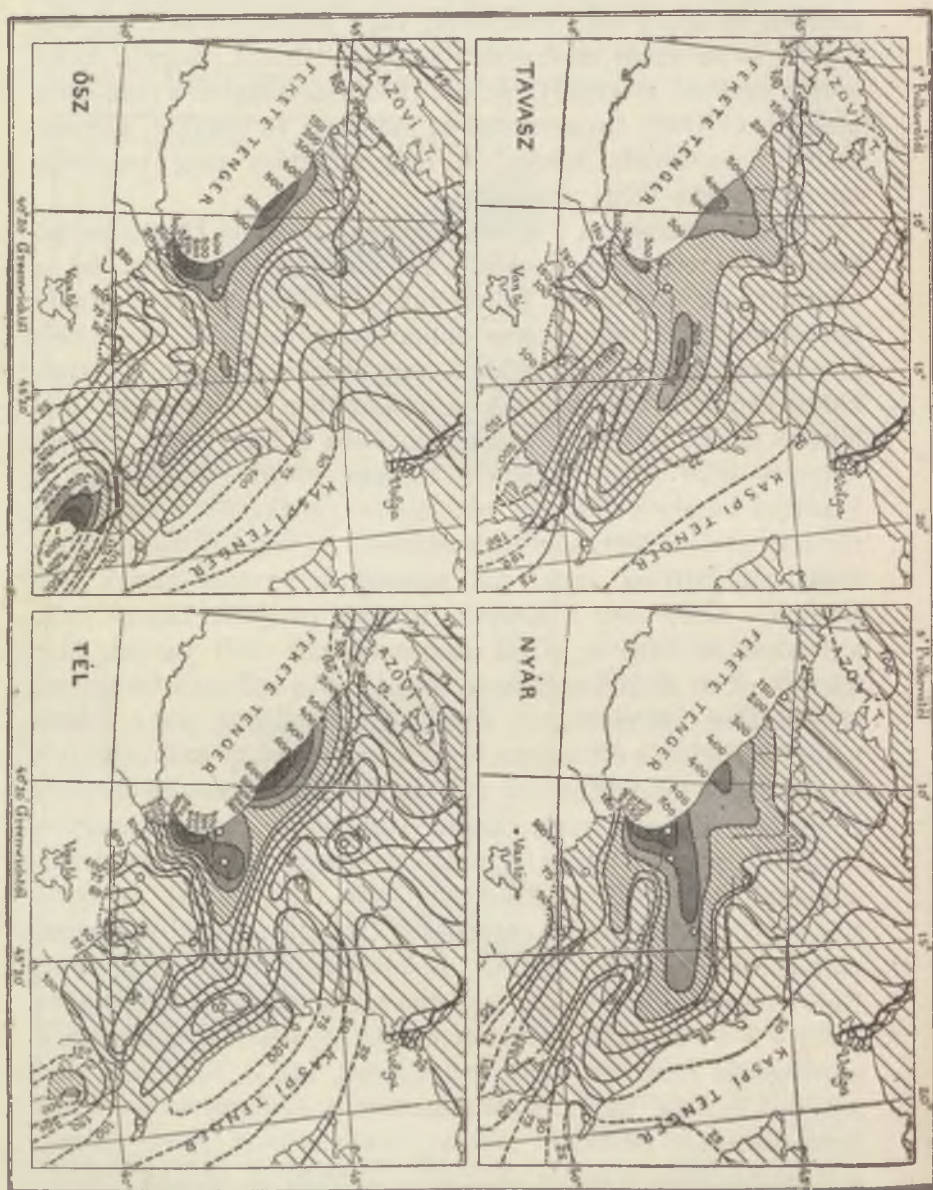
hirtelen június első pentádjában hazánkban a hőmérséklet s tudjuk, hogy az esőzés meglehetősen egyidőben kezdődik nálunk és Bombayban.*) Breslau hőmérsékleti vonala hasonló csökkenést

*) CHOLNOKY: A Medárdus napi hőmérsékletcsökkenésről; Math. és Phys. lapok. 1902.

mutat június elején, tehát itt is meg kell lenni a monzunszerű hatásnak. Oroszországban májusról júniusra szintén a szeleknek hirtelen nyugatra való fordulását, vagy megerősödését látjuk s így ott is az ázsiai minimumra kell gondolnunk, hogy a nyári esőzés uralmát megmagyarázzuk. Déloroszországban a maximum júniusban, Közép-Oroszországban júliusban és éjszakon augusztusban van, amely késedelem magyarázatára még behatóbb tanulmányozás volna szükséges.

Igen érdekesekek a Fekete tenger és a Kaspi-tó közötti terület csapadékviszonyai, amelyeket a 67. ábra vázlata tüntet fel a négy évszak szerint.*) Télen úgy a Fekete, mint a Kaspi tenger felett kis barométeres minimum helyezkedik el, minek következménye egy kis ciklón, vagy lokális monzun a tavak körül. Ennek a minimumnak következtében a Kaukázus déli lejtőire a Fekete tenger partján, továbbá a Rion folyó Fekete tengerre néző medencéjében bőséges esőzés van, amely a Földközi tenger vidékének téli esőire emlékeztet s az egész Oroszbirodalom legbőségebb esőzése. A Kaspi-tó feletti minimum ciklónját az ázsiai téli monzun a nyugati partok felé nyomja s azért télen a Kaspi-tó nyugati partjai is kapnak esőt, különösen az Aras és Kura medencéjének déli partjai. Már februáriusban eltűnik azonban a Kaspi-tóról a ciklón s tavasszal ellenkezőleg, kis maximum kezd felette kifejlődni, míg a Fekete tenger légnyomás-minimuma tovább megmarad, de aztán elhelyett is maximum kezd képződni már áprilisban. Fontosabb azonban ennél az, hogy a nagy ázsiai légnyomás májusra nagyon hanyatlik s így a tavasz folyamán a nyugati szelek kezdenek uralomra vergődni. A Kaukázus déli lejtője most aránylag kevesebbet, de mégis bő csapadékot kap, míg a Kaspi-tó nyugati partjai már nagyon szárazak. Bekövetkezik azonban a nyár. Egész európai Oroszország területén a nyugati szelek túlnyomóvá lesznek s a csapadék most mindenfelé bő, ahol a nyugati szelek az orografia miatt felszállni kénytelenek, így a Kaukázus déli lejtőjén, Poti és Batum vidékén, míg a szélárnyékban fekvő Kura-medence rendkívül száraz; hozzá tartozik most szárazság tekintetében a turáni alföldhöz. A nyárnak azonban hamar vége van. Szeptemberben meglehetősen hirtelen áll be a téli helyzet s a csapadék eloszlása is majdnem ugyanaz.

*) Atlas Climatologique de l'Empire de Russie. St. Peterburg 1900.



67. ábra. A Kaukázus vidékének csapadéka a négy évszakban.

Éjszak-Amerika keleti partszegélyén a nyári esőzés uralma bizonyos monzunszerű tüneményt mutat.

Igen határozott azonban az eső periodusa Ausztrália éjszaki és keleti partjain az ausztráliai monzun következtében, amely a déli félteke nyarán, tehát a mi téli hónapjainkban tart a partok felé s annak szegélyén bő esőzést okoz. A kis kontinenst környező hegyek azonban a partokon túl a sivatagos belső részre csapadékot juttatni nem engednek. Ausztrália délnyugati sarka, továbbá New-Sealand szigete a szubtrópus téli esőt élvezi.

A monzunok szabályos váltakozása következtében előálló évi csapadékingadozáshoz hasonlít az olyan szigetek csapadékának évi eloszlása, amelyeken a passzát szél monzunnal vagy egyéb széllel váltakozik. Így pl. Havaii szigetének két ellenkező lejtője éppen ellentétesen viselkedik. A sziget az éjszakkeleti passzátrendszer hatása alatt áll, de ez nyáron tetemesen erősebb, mint télen. A sziget éjszakkeleti partjai ennél fogva sokkal több csapadékot kapnak, mint a délnyugatiak (Hilo 3570 mm., Kailua 1340 mm. évenként. Az előbbi a sziget keleti, az utóbbi annak nyugati oldalán fekszik.) A csapadék maximuma azonban a keleti partokon télen van, a nyugati partokon pedig nyáron. Czeram szigetén (a Szunda szigetek közt) a délkeleti passzát váltakozik az éjszakeről jövő ausztráliai monzunnal. Az éjszaki lejtőn a csapadék maximuma februáriusban van (ausztráliai monzun) a déli lejtőn pedig júliusban és augusztusban (*SE* passzát).*)

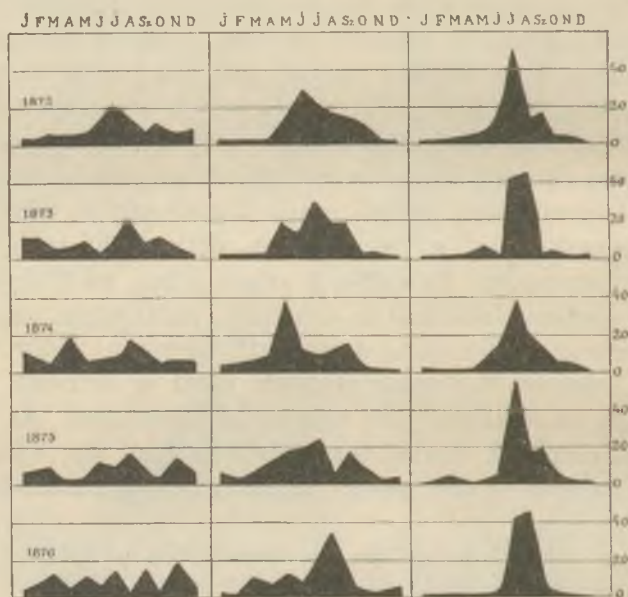
SUPAN (id. h.) az esőzés évi ingadozása alapján a következő kategóriákat állítja fel:

1. Az első kategóriába azok a helyek tartoznak, amelyeken az évi ingadozás nem tesz ki 10%-nál többet, tehát minden évszakban van csapadék. Ezzel azonban közelről sincs az mondva, hogy száraz és nedves évszakot nem lehetne megkülönböztetni, hanem csak az, hogy csapadék minden évszakban *beállhat*. Az évi periodusnak szabálytalansága jellemzi ezeket a helyeket főképen.

2. A második kategóriába a mérsékeltlen periodusos esőzésű vidékek tartoznak, amelyeken az évi ingadozás 10—19%.

*) SUPAN : Die Vertheilung der Niederschläge ; Pet. Ergänzungsheft. Nr. 124.

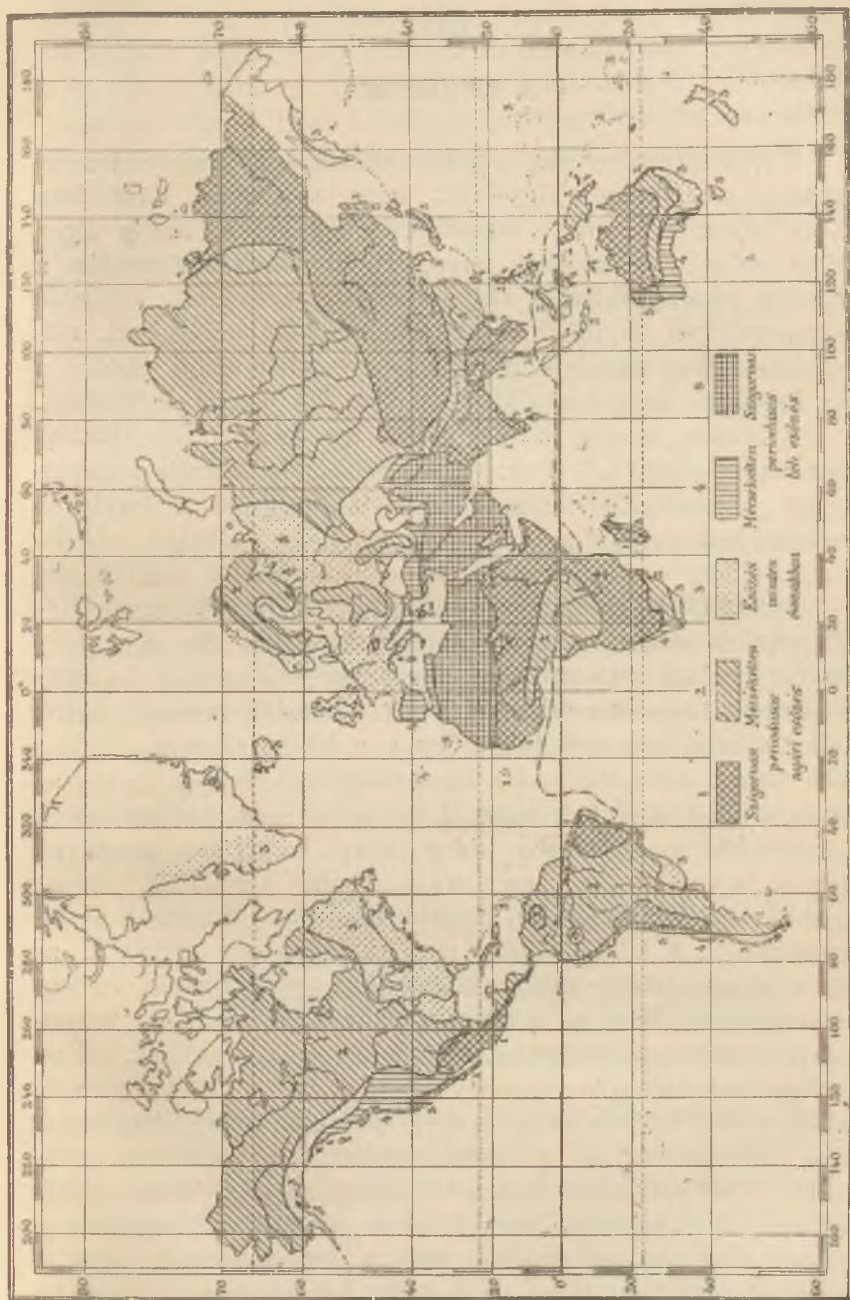
Igen jellemző ezekre a vidékekre nézve oly hónapok jelenléte, amelyekben határozott maximum és minimum észlelhető. Ha az egymás után következő években nem is mindig ugyanarra a hónapra esik pl. a maximum, de mint ilyen határozott és túlnyomó a többihez képest. Így pl. Hong-Kongban minden évben van egy határozott maximum, amely a nyári hónapokra esik (l. 68. ábra) s minden évben van egy határozott minimum, amely a téli hónapok egyikében következik be, de a maximum juthat a nyár elejére vagy végére, a minimum pedig a tél elejére vagy végére.



68. ábra. Az esőzés évi járásának három fő típusa SUPAN szerint.

3. A harmadik kategóriába azok a vidékek tartoznak, amelyeken a periodus szigorú s az évi ingadozás 20%, vagy ennél több. Ez a kategória az elsőnek legnagyobb ellentéte. Ott szabálytalanság, itt a leghatározottabb rendszer. Ott egyik év egészen más lehet mint a másik, itt az évek teljesen egyformák.

Az évszakok szerint való eloszlást és a periodus szigorúságát a 69. ábrán látható térkép állítja eléünk SUPAN után.



69. ábra. Az esőzés eloszlása az évszakok szerint (Supan).

VI. FEJEZET.

A zivatarok.

Kevés tűnemény van a természetben, amely annyira megragadná az emberek figyelmét, mint a zivatar, mert hisz kevés olyan tűneményt ismerünk a légkörben, amely ilyen óriási erőnyilvánulásokkal járna. Hatalmas felhőképződés, a záporral lehulló temérdek víz, esetleg jég, erős szél, villámlás és menydörgés — mind olyan tűnemények, amelyeknek előkészítése egész csendben majdnem észrevehetetlenül történt s így impozans megjelenésükkel babonás félelmet is kelthetnek.

A zivatar mindig, kivétel nélkül egy hevesen felszálló légáramlás szüleménye. Tudjuk, hogy a felszálló légáramlás cumulus-felhők képződésében mutatkozik s csakugyan: a legkisebb cumulus-bodrocskától a legóriásibb, az egész látóhatárt beborító zivatarfelhőig a tűneménynek minden átmenetét megtaláljuk.

Felszálló légáramlás tudjuk, hogy a levegő egyensúly-állapotának megzavarása miatt keletkezhetik. Az egyensúly megbolygatását kétségkívül a felmelegedés okozza, de ha meggondoljuk, hogy mennyi minden egyéb körülmény játszik közre, akkor világos lesz előttünk, hogy 1. a labilis állapot előállása nem függ a levegő abszolút hőmérsékletétől, hanem csakis az egymás felett elterülő rétegek hőmérsékletének különbségétől. Lehet tehát meglehetősen hideg idővel is zivatar, amint pl. nálunk is van rá eset, hogy télen zivatar keletkezik, sőt az éjszakkéleti Atlanti oczeán partvidékein a téli zivatarok a túlnyomóak. 2. A labilis állapot nem szükségképen terjed ki az egész atmoszférára, hanem annak csak egy bizonyos vastagságú rétegére. Nem is okvetetlen szükséges, hogy az egyensúlynak eféle megbolygatása a Föld felszínén kezdődjék, hanem esetleg csak bizonyos magasságokban, amikor a hirtelen támadó, felfelé szálló légáramlásban a Föld felszínén nyugvó légrétegek nem vesznek részt. 3. A felszálló légáramlás intenzitása nemcsak a hőmérsékletkülönbségektől, hanem a levegő nedvességétől is függ. Amint ugyanis a levegő telítve van, akkor felemelkedése közben nem hűl oly gyorsan, mint a száraz levegő, tehát a nedves levegő felszállásának nagyobb intenzitással s nagyobb magasságokig kell történnie, mint a száraz levegőnek. 4. A labilis

állapotot épen a párakicsapódás hosszú ideig fenntarthatja a magasabb régiókban s amellet az egész tűnemény a magasabb légrétegek állandó áramlásával együtt helyét változtathatja, anélkül, hogy a talaj közvetlen felmelegedése valami érezhető befolyással volna az előre haladó zivatar tűneményeinek módosulására.

A zivatarban a meteorologiai elemek a következő tűneményeket mutatják:



70. ábra. Zivatarfelhő az első kifejlődés stádiumában, Davis szerint.

1. A zivatarfelhők rendesen hatalmas vastagságú cumulusok, egyenes, sík idomú alsó határral, pompás gömbölyded, gomolyagos tetővel s abból majdnem kivétel nélkül az 59. ábrán látott, szétterülő cirrus, vagy cirrostratus (CL. LEY szerint cirrofilum) fejlődik ki a tűnemény előrehaladásával. Nehány tollvonással igen hűen jellemezte őket Wm. M. DAVIS, akinek rajzából kettőt a 70. és 71. ábrában be is mutatunk. A felhő képződése röviden a következő. A nyárias, vakító fehér cu-



71. ábra. Zivatarfelhő teljesen kifejlődve, Davis szerint.

mulosok valamelyik nagyobb csoportjából merészen kezd ki-nyúlni felfelé egy gyorsan képződő felhőtorony, gömbölyded, éles határú gomolyagokból, amely felfelé való emelkedése közben némilog elferdül, mutatva, hogy a magasban az általános légáramlás valamivel erősebb, mint a felhőképződés níveljában. Bizonyos magasságon túl a felhő közdi elveszteni gömbölyded alakját s a magasban szétterül, fenn egyenes, sík határolással,

mindinkább túlhajló párkánynyal. Ez a párkány eleinte olyan, hogy még cumulusnak mondható, később mindinkább szálkás lesz s gömbölyded formái helyett a cirrus rostos szövete lesz a jellemző. Némely leírás szerint, amint ez a szétterülés kezdetét veszi, azonnal megered az eső, de a tapasztalat azt mutatja, hogy zivatarszerű tünetények mutatkozhatnak a szétterülés nélkül is és viszont, nem okvetetlenül ered meg az eső, amint szétterült a felhő.

A nagyobb zivatarfelhők közeledésekor először a nagy magasságban szétterült, messze előre-nyúló párkányfelhőt látjuk, amint a horizon egyik része felett a fél eget beborítani látszik. Azután szürke színű cumulus felhők kezdenek az egyhangú lepel alatt előtűnedezni. A cumulusok most azért szürke színűek, mert árnyékban vannak: a felettük szétterült lepel beárnyékozza őket. A gömbölyded cumulusok felemelkedése közben a homályos lepel lassankint beborítja az egész eget. Ha a cumulus eső nélkül közeledik, akkor alatta ellátni s látjuk a látóhatár éles vonalait. De ha a cumulusból már esik az eső, akkor vagy homályos czirkulást látunk a felhő alatt felülről lefelé, rendszeren kissé ferde irányban, mintha valami festményen felülről lefelé tartó irányban valaki elmázolta volna a felhő alsó szélének árnyékolását, — vagy pedig a felhő alatt sűrű sötétség fogja el a látóhatárt. Az előbbi esetben az eső csak gyengén esik, kis futó zápor, az utóbbi esetben pedig nagyobb kiterjedésű, nagy mennyiségű az eső, ami a felhő alatt az eget és a látóhatárt elhomályosítja. Mikor aztán a felhő elég közel jött, az ólomszínű homályos háttér előtt sajátságos, alakját gyorsan változtató, foszladozó cumulusukból álló koszorúfelhő tűnik fel, amelyet a tárgyalás rövidítése kedvéért zivatarkoszorúnak fogunk nevezni. Amikor ez a felhő az észlelő zenitjéhez közelre emelkedett, akkor látjuk meg az első villámokat czikkázni, a dörgés határozott jellegű lesz s nem-sokára hatalmas szélrohamot érzünk, amely minden más szélrohamtól különbözik abban, hogy a port, a száraz falevelet, sőt a nehezebb tárgyakat is roppant nagy magasságra emeli fel. Nem a szél erőssége az, ami ezt a nagy emelő hatást okozza, hanem ez a szél a zivatar előtt járó, vízszintes tengely körül forgó erős czirkuláció, amelyről később szó lesz. Amint a koszorú a zeniten túllépett, azonnal esik az eső, a felhőnek az

a része ér a fejünk fölé, amelyből zápor hull. Az eső megere-
dése után az egész ég elsötétül, a sűrűn hulló cseppek elfog-
ják mindenütt a kilátást.

Az elvonult zivatar felhője felett nem látszik olyan mesz-
sze előre nyulni a magasban szétterült párkányfelhő, ami ter-
mészetes, mert hisz a párkányfelhő a zivatar haladásának
irányában nyúlt előre, minthogy a magasabb levegőréteg nagyobb
sebességű áramlásának hatása alatt megelőzi a zivatar cumulus
felhőjét is.

2 A szélirányok a zivatarokban és a zivatarok körül a
következők. A cumulus-képződés erősen felfelé tartó légáram-
lással jár, amely csak a párkányfelhő nivójában terül ismét
szét. A felfelé tartó légáramlás helyét a Föld felszínén, vagy



72. ábra. A zivatar tünetényei.

affelelt bizonyos magasságban a zivatar felé tóduló, ciklón-
mozgáshoz kasonló légáramlás tölti ismét meg. Ennek észlelé-
sét azonban nagyon megzavarja az a hatalmas czirkuláció,
amely a zivatar homlokoldalán keletkezik ammiatt a tetemes
hőmérséklet-különbség miatt, ami a zivatar homloka előtt elte-
rülő, még nyugodt és rendesen meleg levegő s az eső vagy
jégeső által már tetemesen lehűtött zivatar-levegő között van.
A 72. ábra mutatja a zivatar összes tünetényeit olyan átmet-
szetben, amelyet a zivatar haladásával párhuzamosan vettünk.
Az ábra elején látjuk azt a czirkulációt, amelyet a zivatar-
felhőből hulló zápor által okozott lehűlés idézett elő: a cumulu-
sok régiójában a zivatart okozó általános felszálló légáramlás
tűnik fel, a zivatar mögött a levegőnek a zivatarhoz való
tódulását jeleztük néhány nyíllal s végül fenn a cirrusok régió-

jában a felfelé tartó levegő szétáramlását látjuk. A zivatar haladásirányát a zivatar mögé rajzolt kettős vonalú nyíl jelöli.

Megjegyzem, hogy valamennyi légmozgás, amely itt feltűnik, térbeli és nem egy síkban történő mozgás, mert a vertikális síkban történő mozgásokat a Föld forgása jobbkéz felé kitéríti. Így különösen áll ez a zivatart megelőző czirkuláló légmozgásra nézve, amely a Föld forgása miatt s a felső és alsó légáramlatok egyenlőtlen sebessége miatt spirális vonalban történik. Ezt különösen a zivatar-koszorú mutatja. A zivatar-koszorú ugyanis ammiatt a horizontális tengelyű czirkuláció miatt keletkezik, amely az alsó levegőtömegeket a cumulus-képződés nivójáig ragadja fel, tehát oda, ahol a levegőből a jelen körülmények között feltétlenül kiesapódik a pára. Ugyanezt a levegőtömeget azonban megint gyorsan lefelé ragadja a czirkuláció s így a felhő ismét eltűnik. Erre a koszorúra nézve tehát áll ugyanaz, amit a hegyeken kényszerülő felemelkedés folytán támadt, gyorsan változó alakú felhőkről mondtunk, t. i. hogy egy pillanatig sem áll ugyanazokból a páragömböcskékből, hanem mindig más és más molekulák vesznek részt ennek az állapotnak láthatóvá való tételében. Ezen a koszorúfelhőn láthatjuk, hogy gyorsan változtatja alakját s ha szembe nézünk a zivatarral, mindig balkezünk felől jobb kezünk felé látszik gyorsan mozogni, ami a czirkuláló légáramlásnak a Föld forgása miatt jobb kéz felé való eltérülése folytán keletkezett. Ugyanezen okból a zivatart megelőző rendkívül erős szélroham nem pontosan a zivatar felől jön, hanem szemben nézve, annak kissé jobb oldala felől.

Ha a zivatar oldalt vonul el tőlünk, akkor is érezzük a zivatar felől jövő, néha igen erős szelet. De, ha a zivatar meglehetősen távol van, t. i. távolabb, mint a koszorút okozó hengerző szélmozgás szélessége, akkor a szél iránya rendszeren éppen a zivatar felé tart.

Az eltávozott zivataroknak rendszeren utána fúj a szél, ami természetes, mert hisz itt a a lehűlt levegőben, a koszorú-képződéssel járó légáramlás nem jön létre, hanem a levegő a felszálló légáramlást siet táplálni.

Észlelhető zivatarok alkalmával egyéb, rendetlen légáramlás, szélroham is, ami a katasztrófaszerű tünemény egyes speciális részleteinek folyománya, amit csak esetről-esetre

lehetne kimagyarázni, ha a zivatarok beható tanulmányozása nem ütköznék majdnem legyőzhetetlen akadályokba.

3. A zivatarokkal járó csapadék leggyakrabban záporosó, de igen sokszor jégeső (kivételes esetekben hó). Hogy melyik mikor képződik, azt már behatóan tanulmányoztuk, itt csak azt idézzük vissza az emlékezetbe, hogy minél hevesebb a felfelé szálló légáramlás, annál nagyobb a lehetőség jégeső-képződésre. Igen erős lokális felmelegedés, a levegő magas rétegeinek aránylag hűvös volta tehát elősegíti a jégeső képződését. Ezért a tavaszi zivatarokkal gyakrabban jár jégeső, mint az ősziakkal, amikor a levegő magasabb rétegei a legmelegebbek, tehát a felszálló légáramlás nem emelkedhetik olyan nagy magasságra. Az Orsz. Meteorologiai Intézet 1896—1900 évi zivatarfeljegyzései szerint*) 100 zivatar közül jégesővel járt

Márcz.	Ápr.	Máj.	Jun.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	hónapban
11·8	11·1	9·0	7·6	5·7	5·1	3·1	3·8	3·4	

Áprilisban körülbelül ugyanakkora az inszoláció, mint szeptemberben, de áprilisban a levegő felső rétegei totemesen hidegebbek, mint szeptemberben. Ugyanazon mértékű földfelszíni fölmelegedés tehát sokkal labilisabb állapotot hozhat létre áprilisban, mint szeptemberben. Innen van, hogy a zivataroknak több, mint kétszer akkora perczentje jár jégesővel áprilisban, mint szeptemberben. Hasonló eredményekre jöttek Bajorországban, az Alpok déli oldalán stb.

Ugyancsak a vertikális irányú hőmérséklet-elhelyezkedés intenzív megzavarását okozza az inszoláció magas platókon, ahol először is a Nap sugarainak erősebb hatása van, másodszor pedig a magas fennföld felett nem nagy magasságban már igen hideg levegőrészeket találunk. Így pl. Tibet 4000 m. magasságú földjei a napsugarak hatása alatt épp oly heves felmelegedést szenvedhetnek, mint a tengersizében levő síkságok. Ugyanazon fölmelegedés esetén azonban a magas fennföld felett sokkal gyorsabban fog esőkezdeni a hőmérséklet felfelé, mint a

*) Orsz. met. és földmágn. Intézet Évkönyvei XXVII. k. 1897. III. rész. XXIX. k. 1899. III. rész. XXX. köt. 1900. III. rész. Az 1898—99 évi, illetőleg az 1900. évi zivatar-megfigyelések eredményei. Habár a sorozat csak 5 évre terjed ki, határozottan mutatkozik a fenn elméletileg kívánt tünet. A téli hónapokat szándékosan hagytam el, mert ezeken legnagyobb részt a tengerparton voltak zivatarok, amelyek más jellegűek, más klímához tartoznak.

mélyszik felett. A levegőrétegek labilitása tehát itt sokkal erősebb lehet, s a felszálló légáramlat sokkal hevesebb. Magas fennföldeken tehát a jégeső igen gyakori lesz. Erről tesz tanúságot HEDIN SVEN is,*) akinek Tibetben majdnem naponként volt jégesőben része.

4. A zivataroknak legfeltűnőbb és igen jellemző tünete a villámlás és mennydörgés, amelyekről részletesen a légköri elektromosságról szóló fejezetben fogunk szólni. Itt csak azt jegyezzük meg, hogy némelyek a zivatar legfontosabb és éppen definíáló tüneteményének tekintik a villámlást s mennydörgést s csak azt a meteorológiai tüneteményt nevezik zivatarnak, amely villámlással és mennydörgéssel jár. Úgy látszik, hogy a zivatar népies értelme csakugyan megköveteli a villámlást és mennydörgést. Tudományos szempontból azonban ez az elektromos tünetemény tulajdonképpen csak mellékes, kísérő jelenség, míg a zivatar fő mechanikai definíciója minden esetre a hevesen felszálló légáramláson alapul. Igen tökéletes zivatarok lehetnek villámlás és mennydörgés nélkül s viszont tudunk már esetet derült égből lecsapó villámra is. Hevesen felfelé szálló légáramlás nélkül azonban zivatar nincs, noha ez a felszálló légáramlás nem is kell, hogy mindig labilis egyensúly miatt álljon elő.

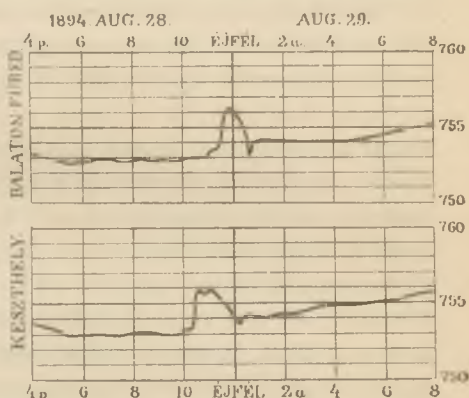
5. A zivatar következtében a légnyomás igen heves változásokat szenved. A zivatar közeledésekor a légnyomás általában súlyed. A kitörés pillanatában azonban rohamosan felszökik s heves rázkódtatások közben mindaddig megtartja magas állását, amíg a zivatar erős szele tombol, de a szél elcsendesedésével, ha az eső még tovább is tart, a légnyomás azonnal hanyatlani kezd, kissé nagyon is mélyre súlyed, amikor a felfelé tartó légáramlás valódi tengelye jut a vidék fölé, aztán csendesen emelkedni kezd, amely emelkedés a zivatar elhúzódása után is még jó ideig tart. A légnyomás ilyen járását csak azóta ismerjük igazán, amióta önműködő feljegyző-készülékek vannak alkalmazásban, amilyen a barograf is. 73. ábránk az 1894. augusztus 28.-án este a Balaton mellett végig vonult zivatar barogram-jait mutatja és pedig a felső vonalat Keszthelyen, az alsót Balaton-Füreden írta a barograf. Balaton-Füreden mintegy $\frac{3}{4}$

*) HEDIN SVEN : Ázsia sivatagjain keresztül. Budapest 1902.

órával később tört ki a zivatar, mint Keszthelyen. A két felszökkenés hasonlósága meglepő. Néha egymásután több zivatar is vonul el egymás nyomában, amikor a légnyomás igen heves rázkódásokat mutat.

6. A levegő hőmérséklete és nedvessége szintén lényeges változásokat szenved. A hőmérséklet a zivatar közeledésekor emelkedik, a kitöréssel igen gyorsan alá száll s különösen mélyen lesüllyed, ha jégeső is jár a zivatarral, ami természetes. A zivatar későbbi fázisaiban azonban a hőmérséklet igen különbözőképpen változik: néha még a zivatar tartama alatt emelkedik, máskor pedig folytonosan süllyed alá még a zivatar elvonulása után is, ami kétségtelenül egyéb komplikációk következménye. A nedvesség a zivatar közeledésekor csökkenik a hőmérséklet emelkedése miatt, azután hirtelen felszökkenik a lezuhanó esővel, ami magától értetődik.

A talaj és a talajjal érintkező alsó levegőrétegek erős felmelegedése által okozott hirtelen felszálló légáramlás, mint említettük, szülőoka a legtöbb zivatarnak. De felszálló légáramlás és ezzel zivatar egyébként is keletkezhetik és pedig ezek közül néhány igen gyakori jelenség.



73. ábra. Az 1894. aug. 28—29-i zivatar barogrammjai Balaton-Füreden és Keszthelyen.

Különösen hatalmas és nagy kiterjedésű zivatarok járnak a nagy barométeres depressziókkal vagy ciklónokkal. Ezeknek déli és délkeleti peremét rendszeren zivatarok jellemzik. Hosszú keskeny csíkokban húzódik ekkor végig a zivatar azokon a vidékeken, amelyeken ezután a depresszió vonul át. Az ilyen zivatarok után tehát nem derül ki az idő, hanem rosszra fordul; esőzés, erős szelek következnek be. Ezeknek a peremzivataroknak a szélessége nem nagy, rendszeren 40—50 km., legfeljebb 80 km., de felettük 100 km.-nél is szélesebben nyúlik előre a cirrus-ernyő, amely tulajdonképpen nem a zivatarhoz, hanem a depresszióhoz tartozik. A peremzivatar hossza azonban, amely

könnyed ívben rendesen éjszokról délre nyúlik el, több száz kilométert is kitesz. Előrehaladásuk hosszanti irányukra keresztben történik, s így seprik végig néha pusztító viharokkal és heves esőzéssel kísérve a mérsékelt égöv vidékeinek egy-egy tetemes részét. Valószínű, hogy ez a tűnemény hasonlít annyiban valami óriási hullámhoz, hogy mindig más és más légtömegek vesznek benne részt s a tűnemény gyorsabban halad, mint az általános szél, sőt nem is követi a szél irányát, hanem a depresszió előrehaladásának irányát és sebességét. Sokkal gyorsabban haladnak ennél fogva, mint az igazi felhevülés folytán támadt zivatarok s ami fő-fő jellemük: elvonulásuk után az időjárás esősre és szelesre fordul. A zivataroknak ezt a faját különösen MOHN, FERRARI és BEZOLD tanulmányozták.

HANN figyelmeztetett a zivataroknak egy más fajára, amely akkor keletkezik, ha valamely meleg levegőjű vidékre egy tetemesen hidegebb légáramlat tör be. Ez a hideg légáramlat ugyanis mintegy ék csúszik a Föld felszínén s a magasba emeli a tetemesen könnyebb levegőt, amely így a magasba emelve zivataros tűneményeket mutat. Ilyen tűnemény természetesen csak akkor állhat elő, ha a két légtömeg között olyan nagy a hőmérséklet-különbség, hogy emmiatt a két levegőtömeg sűrűsége között is legalább akkora különbség van, mint a Föld felszínén és a zivatar képződésének magasságában levő levegőtömegek közt, neutrális hőmérséklet eloszlás esetén van. Csakis ekkor emelheti fel a betóduló hideg áram a helyben álló meleg levegőt a kellő magasságra, különben pedig csak keveredik a két levegőtömeg s a kicsapódás mennyisége jelentéktelen.

Zivatar keletkezhetik még a hegyek oldalán is, ha azok valami nedvességgel telt légáramlást felemelkedésre kényszerítenek. Valószínűleg innen van az, hogy a hegyek között több a zivatar, mint a síkságon.

Végül még mint egészen speciális esetről, meg kell emlékeznünk arról is, hogy vulkáni kitörések alkalmával a vulkánról nagy hevességgel fölemelkedő forró levegőből is zivatarok keletkeznek.

A zivatarok földrajzi eloszlásának tanulmányozása közletről sem egyszerű probléma. A zivatarok számát valamely észlelő helyen bajos pontosan meghatározni. Rendesen minden zivartart, még a villogást is meg szokták olvasni, s így aztán esetleg

ugyanaz a zivatar két, három, egymástól messze fekvő észlelő-állomás adatai között is fellelhető. Azonkívül az észlelő gondosságától roppant sok függ. A zivatarmegfigyelőnek zivataros időjárás alkalmával majdnem, hogy folyton figyelnie kell s még így is éjjel sokkal több zivatart fog jegyezni, mint nappal, amikor a távoli villámlások nem látszanak, míg a zivataros évszakban alig mulik el este, hogy villogás ne látszanék. Azért helyesebb, habár sok érdekes dolgot nem tüntet fel, a zivataros napok számát nyilvántartani, amennyiben ezek összehasonlító adatokat szolgáltatnak. De még ilyen adat sincs az egész Föld kerekességéről elegendő, hogy csak némileg is megbízható térképet készíthessünk.

Annyi bizonyos, hogy a zivatarok gyakorisága függ: 1. a földrajzi szélességtől, 2. az orografiától, 3. a vidék többi klíma-elemeitől, különösen pedig a csapadék mennyiségétől, amely a zivataroknak nemcsak térbeli, hanem időbeli eloszlását is szabályozza.

A Föld legzivatarosabb vidéke az egyenlítő szélesendes öve, amelyről tudjuk, hogy felette a levegő állandóan felfelé irányuló áramlásban van. Itt a zivataros napok számát 100—150-re becsülhetjük évenként, de azért még itt is tetemes különbségek mutatkoznak az illető vidék csapadékmennyisége szerint. Dél-Amerika egyenlítői vidékein, az Andoktól keletre sokkal több a zivatar, mint az Andok nyugati lejtőjén és a nyugati partszegélyen, ahol tetemesen kevesebb a csapadék.

A szélesendek övétől éjszakra és délre, azokon a vidékeken, ahol a passzát szabályosan ki van fejlődve, tehát különösen az oceánok felett tetemesen megfogy a zivatarok száma, sőt helyenként valódi ritkaság. Hasonlóképpen nagyon kevés zivatar van a kontinensek délibb sivatagos területein, így Dél-Amerika keskeny nyugati partszegélyén, a Szaharában, Arábiában stb. Annál gyakoribb azonban ugyanezen földrajzi szélességeknek monzunjárta területein, különösen a tengerfelől jövő monzun idején.

A mérsékelt égövek alatt ismét megsaporodik a zivatarok száma; helyenként felmegy 50—60 napra is egy évben. Európa nyugati partjaitól kelet felé fokozatosan fogy a zivatarok gyakorisága. A Földközi tenger körüli vidékeken 30 nap, Közép-Európában 15—30, Éjszak-Európában 10—15, míg Kelet-Ázsia

partjain csak 6–7 zivataros nap van egy évben. Éjszak-Amerikában fordítva, a keleti partok zivatarosabbak (20–30) a nyugatiakkal szemben (10–15). Legkevesebb zivatar van itt a keskeny kaliforniai partokon (Los Angeles, San Diego stb.).

Éjszak felé a zivatarok száma mindenütt tetemesen megfogy, de még igen magasán éjszakon is előfordul néha egy-egy. Különösen a Golf áram meleg vizével fűtött tengereken és partszegélyeken valamivel gyakoribb jelenség a zivatar, főképen augusztusban, míg a jégtakaróval borított arktikus földeken a villámlás a legnagyobb ritkaságok közé tartozik, de teljesen talán itt sem hiányzik. Szibíria aránylag száraz éjszaki vidékein különös, hogy mégis elég gyakori a zivatar (Jakuczkban évenként 5 nap, Irkuczkban 6, Turucsanszkban 8.)

Magyarországon a zivatarokat HÉJAS ENDRE tanulmányozta különösen*), de részletes megfigyelések csak 1896 óta állnak rendelkezésünkre, amelyeknek eredményei szerint a zivatarok elterjedése Magyarországon meglehetősen egyenletes évenként 25–30 zivataros nap közt ingadozik. Legzivatarosabb Modrus-Fiume vármegye, amely zivatarok tekintetében messze kimagaslik az ország többi része felett (tudjuk, hogy ez a vidék az ország legesapadékosabb helye, s ebben a tekintetben is messze kiválik Magyarország többi részei fölött). Ezenkívül a Muraköz és Horvátország, azután az Alföld határán emelkedő domb- és hegyvidék alföldi lejtője nagyon zivataros, míg a Duna-Tisza köze, a kis Alföld és az erdélyi medence aránylag kevesebb zivatart látnak.

A zivatarok vonulásának iránya Magyarországon körülbelül megögeyedik Európa többi részével t. i. a leggyakrabban nyugat felől jönnek a zivatarok, de gyakoriak a *WSW* irányúak is sőt ezek szoktak a leghevesebbek és legnagyobb kiterjedésűek lenni. A jégeső vonulásában bizonyos pászták ismerhetők fel, amelyekeken túlnyomóan sok jégverés szokott pusztítani, de ezeket még nem tanulmányozták kellőképpen. Egy ilyen jégeső-vorte vonal Zalamegye éjszaki részéből indul ki, a Balaton vidékén, Tolnán keresztül a Tisza-Maros szögének tart.

*) HÉJAS ENDRE: A zivatarok Magyarországon 1871—1895-ig Budapest, 1898, Természettud. Társ. Továbbá: Zivatar megfigyelések eredményei 1896—97, 1898—99, 1900; Meteor. Int. Évkönyvei XXVII. k. III. rész, XXIX. k. III. rész és XXX. k. III. rész.

Altalában Európában a zivatarok vonulás-iránya *W—E*, vagy *SW—NE*, de vannak egészen ellenkezőleg húzódó zivatarok is, s ebben a tekintetben éppen hazánk kiváló, ahol a délkeletről jövő zivatarok is elég gyakoriak.

A zivatarok sokkal gyakoribbak a hegyek közt, mint a síkságon. Különösen pedig a nappali völgyi szelek nagyon gyakran keletkeztetnek zivatarokat. A közép-magasságú hegyekben több zivatar szokott lenni, mint az egészen magas hegyeken, ami valószínűleg onnan származik, hogy a nagy hegyeket rendszeren alacsonyabb hegyvidékek környezik, amelyek elfogják a zivatarokat a magas hegyektől.

Tengereken a zivatarok aránylag gyérebbek, mint az ugyanazon szélességi körön levő partszegélyi helyeken. De persze ez alól is sok kivétel van.

A zivatarok kitörésének van napi és évi periodusa.

Egy napon belül leggyakoribbak a zivatarok a délutáni órákban s legritkábbak reggel, ami természetes, hisz a levegő stabilitása legkisebb délután 2 óra tájban s legnagyobb napfölkeltkor. HANN összeállítása szerint Közép-Európában ezer zivatar közül a nap különböző óráira a következő számok jutnak :

Éjfél-től—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—dél-ig
29	25	21	19	25	71
dél-től—2	2—4	4—6	6—8	8—10	10—éjfélig
153	210	193	130	85	39

Délután 2—4 órák közt tehát több mint tízszer annyi zivatar szokott kitörni, mint reggel 6—8 közt.

A maximum ideje azonban nem minden vidéken pontosan ugyanaz. Skótország nyugati partjain este 7—8 órákor, keleti partjain délután 3—4 órákor szokott a legtöbb zivatar kitörni. Érdekes, hogy Norvégia nyugati partjain d. u. 4—5 óra közt, Svédországban és Norvégia hegyei közt d. u. 3—4 óra közt, Finnországban pedig d. u. 1—2 óra közt tör ki a legtöbb zivatar. Amint nyugatról kelet felé megyünk tehát az éjszaki vidékeken, annál korábban és korábban van a zivatar gyakoriságának maximuma, holott, miután tudjuk, hogy a zivatarok vonulásának általános iránya Európában nyugatról keletre tart, azt várhatnók, hogy nyugatról keletre mindinkább elkésik a maximumok ideje.

A közép-német hegyvidék és az Alpok táján általában délután 2 órától 5-ig van a legtöbb zivatar, de azonkívül még éjjel után egy kis maximum jelentkezik úgy itt, mint a Föld többi helyén.

Magyarországon öt évi (1896—1900) beható észlelések szerint a zivataroknak legnagyobb része délután 1—4 óra közt van és pedig a tengerparton és a felette elterülő hegyvidéken d. u. 1—2 óra közt, az éjszaki hegyvidéken, a Dunától Erdély határáig 2—3 óra közt, a Dunántul, a Kis- és a Nagy-Alföldön pedig d. u. 3—4 óra közt szokott a legtöbb zivatar kitörni. Különös, hogy Erdély hegyei közt és a medenczében már d. u. 1—2 órára esik a maximum. Különösen ez az utóbbi dolog még szorgos kutatást érdemelne. Éjjeli maximum az öt évi megfigyelő idő alatt nálunk nem mutatkozott.

Annál jobban kiválik azonban a zivatarok éjjeli gyakorisága az Atlanti-oczeán éjszaki partjainak téli évszakában. A téli zivatarok túlnyomó része ugyanis Skótországban és Norvégia partjain az éjjeli órákban tör ki s a nappal legmelegebb óráiban éppen minimum mutatkozik. Izlandban d. e. 11 órától délután két óráig soha sincs zivatar, s az amugy is csekély számú zivatarok legnagyobb része éjjel tör ki.

Hasonlóképpen az oczeánokon mindenütt gyakoribb éjjel a zivatar, mint a nappali órákban. Legkevesebb van reggel 8-tól délig. Az oczeánok zivatarjai tehát ebben a tekintetben a mi téli zivatarjainkhoz hasonlítanak. Ennek a tüneménynek valószínűleg abban van a magyarázata, hogy a tengerek felett nem a felszín felmelegedése okozza a labilis állapotot, hanem a magasabb légrétegek kihűlése, ami éjjel sokkal intenzívebb, mint nappal. Különösen élénk lehet az így keletkezett labilis állapot a melegvizű Golf-áram felett.

Van a zivataroknak jól kifejlődött *évi periodusa* is, amennyiben a zivatarok túlnyomóan a meleg évszakra és pedig ennek is arra a részére osnek, amelyen a hőmérséklet állandóan emelkedik, tehát nálunk május, június és július a legzivatarosabb hónapok, noha elég zivatar van még augusztusban is.

A forró égöv alatt azomban a zivatarok leggyakrabban az esős évszakban törnek ki és pedig rendszeren zivatarokkal köszönt be az esőzés s az eső legnagyobb része is zivatarjelenségekkel kísért hatalmas záporok alakjában hull le. Hasonló jelenséget

mutat az indiai nyári monzun is, amelynek kitörését zivatarok jelentik. A monzun ideje alatt azonban igazi zivatarok csak akkor törnek ki, ha időközben az esőzés néhány napra megszűnt. A derült napok után az újabb esőzés megint zivatarokkal kezdődik.

A szubtrópusos és a mérsékelt égövekről bátran mondhatjuk, hogy mindenütt a június és július a legzivatarosabb, ámbár általában kevés ilyen helyeken a zivatar. Az Atlanti oceán éjszaki felében a téli zivatarok az uralkodók s még Norvégia partjain is mutatkozik januáriusban egy második maximum, az elkésett augusztusi főmaximumnak mintegy ötöd részével. A minimum egész Norvégiában áprilisban van, de már Svédországban februáriusban s a januáriusi maximum itt már teljesen eltűnt. Az abszolút maximum csak Izlandban és a Far-öer szigeteken van a téli évadban.

Európa kontinensére nézve jellemző, hogy nyugatról kelet felé mindinkább csökkenik a téli zivatarok száma, viszont, amíg nyugaton a tavasz igen szegény zivatarokban s az ősz gazdagabb, addig keleten a tavasz és a nyár eleje igen zivataros s az ősz általában nyugodt.

Magyarországon egy év folyamán következőleg oszlanak el a zivatarok, a zivataros napok közepes évi mennyiségének százalékában kifejezve:

Hónap:	Jan.	feb.	márc.	ápr.	máj.	jun.	jul.	aug.	szep.	okt.	nov.	dec.
Zivataros napok %o-a }	0·08	0·21	1·24	7·10	22·48	23·54	21·38	15·86	5·16	1·74	0·48	0·10

Ha még részletesebben tanulmányozzuk a zivatarok évi eloszlását hazánkban, azt fogjuk találni, hogy a legtöbb zivatar május két utolsó és június két első pentádjára esik, amit a következő kis táblázat mutat.

Pentád	A meteorológiai intézethez beérkezett zivatarjelzések száma				
	1896-ban	1897-ben	1898-ban	1899-ben	1900-ban
Május 21—25	319	901	2357	1817	136
Május 26—30	640	996	2605	659	1885
Június 31— 4	144	627	1185	1164	1880
„ 5— 9	449	1132	929	657	1943
„ 10—14	354	142	1351	621	329

A vastagabban jelzett számok az illető év maximális zivatar-számát jelentik. Így pl. 1899-ban legtöbb zivatarjelentés május 26—30-a közt érkezett be. Öt év alatt tehát egy eset kivételével mindig a május utolsó, vagy junius két első pentádjára esett az évi maximum. A kivételes 1899-ben junius 15—19 közötti pentádra esett a maximum (2337), de május utolsó előtti pentádja szintén sok zivatarral járt. Ez a körülmény ismét arra mutat, amit már fennebb is említettünk, hogy ekkor erősödik meg a nyugati szél oly hirtelenséggel hazánk felett s ez a megerősödés még ebben a tekintetben is hasonlít az indiai monzunhoz, amelyről tudjuk, hogy szintén a zivatarok egész sorával köszönt be.

Általában, hogy májusban majdnem $4\frac{1}{2}$ -szer annyi zivatar van, mint a valamivel melegebb szeptemberben, ez mutatja, hogy a zivatarok száma nem a hőmérséklettel áll egyenes arányban, hanem a földfelszín és a levegő magasabb rétegei közötti hőmérséklet-különbséggel. Májusban aránylag leghidegebb a levegő a magasabb régiókban, ilyenkor nagyon gyakori az egyensúly labilis állapota. A felső régiók felmelegedése, a gyakori zivatarok által felszállított nagy levegőtömegek daczára sem oly gyors, mint a földfelszín felmelegedése s így még májusról juniusra is nő a különbség s csak augusztus végére melegszik annyira fel a felső levegőregio, hogy a már ekkor hűlni kezdő felszíni légtömegektől nem különbözik olyan sokkal, tehát a labilis állapot ritkább kezd lenni. Szeptemberben a földfelszínen folytonos lehűlést tapasztalunk, míg nagy magasságokban ilyenkor éppen legmelegebb a levegő, tehát az egyensúly rendesen stabilis. Tavasszal valósággal azt a tüneményt látjuk nagyban, amit egy edény víz alulról való melegítése által kicsinyben is előállithatunk. Az alulról való melegítés folytán a víz háborgásnak, forrongásnak indul, míg a felmelegedett víz kihűlése teljesen nyugodtan, minden zavar nélkül történik.

Hogy a Golf-áram éjszak-atlanti medrében a téli zivatarok a gyakoriabbak: ennek is hasonló okai vannak. Nyáron nem nagy a különbség a tengerszíni és a magas légrétegek hőmérséklete között. Télen azonban a Golf-áram meleg vize továbbra is melegen tartja az alsó levegő-rétegeket, míg a felsőbb rétegek erősen kihűlnek, az egyensúly tehát könnyen labilissá válhatik. Innen ered ezeken a vidékeken a téli zivatarok gyakoribb volta.

IV. RÉSZ.

A LÉGKÖRI ELEKTROMOSSÁG ÉS A LÉGKÖR OPTIKAI JELENSÉGEI.

I. FEJEZET.

A légköri elektromosság és a villám.

A levegő elektromosságának ismerete az ion-elmélet felmerülése óta oly gyors léptekben halad előre, hogy eddigi tudásunkat ezen a téren csak igen kezdetlegeseknek tarthatjuk. Ez az oka, hogy a levegő elektromosságáról jelenleg csak nagyon röviden lehet beszélni s a közlendők csakis néhány tapasztalati tényt fognak tartalmazni.

A tapasztalat azt bizonyítja, hogy a Föld a levegőhöz képest negatív elektromos töltésűnek tűnik fel nyugodt, száraz időben, vagyis, hogy a levegő pozitív elektromos töltést mutat. A pozitív töltés sík föld felett a levegő magasabb rétegeiben nagyobb, mint a Föld felszínének közelében.

Az elektromosságnak a különböző magasságok szerint való eloszlását az úgynevezett «egy-potenciálú» felületekkel szokás megadni, a melyek mentén a levegő elektromos potenciálja ugyanaz*). A Föld légkörének egy-potenciálú felületei síkföld felett koncentrikus gömbfelületek, a melyeken a levegő elektromos töltése mindenütt egyenlő nagy (ha a Föld elektromos

*) Az elektromos potenciál valamely helyen azt a munkát fejezi ki, a melyet az elektromos erők végeznek akkor, a midőn a pozitív elektromosság egységével megtöltött súlytalan anyagi részecske az illető helyről a végtelenbe megy át. Minthogy azonban a Föld töltését negatívnak kell tekintenünk, a levegő részecskéi pedig pozitív töltésűek, tehát ezek a végtelenbe nem a Föld töltésének hatása alatt, hanem éppen ennek vonzása ellenére távozhatnak: czél-szerű a negatív előjelek elkerülése végett a légkör egyes pontjainak potenciáljával azt a munkát jelölnünk, a mely szükséges, hogy az illető egység-töltésű súlytalan anyagrészecskét a végtelenbe távolíthassuk.

töltését mindenütt egyenlőnek és állandónak vesszük). A Földhöz közelebb fekvő egy-potenciálú felületeken a tapasztalat szerint kisebb a töltés, mint a magasabb felületeken.

Az egypotenciálú felületek a Föld felszíne közelében sűrűbben következnek egymás után, mint a magasban. A potenciál változása a sugár irányában tehát a Föld felszíne közelében gyorsabb, mint a magasban.

A Föld felszínéről kiemelkedő egyenetlenségeket a potenciál felületek megkerülik s emiatt a felszín közelében nagyon rendetlen görbe felületek. Az egyenetlenségek folytán támadt különféle görbületek azonban felfelé mindinkább elsímulnak s bizonyos magasságban már ismét nagyon közel koncentrikus görbe felületek a geoiddal.

Ennélfogva tehát magasan kiemelkedő tárgyak, mint hegyek, tornyok, magas épületek tetején a potenciálváltozás fel-



74. ábra. Egypotenciálú felületek a földi tárgyak körül, ANGOT szerint.

felé igen gyors, tetemesen gyorsabb, mint a síkság felett (74. ábra). Az épületek, sziklafokok vertikális falai mellett pedig az egypotenciálú felületek majdnem vertikális irányúak, tehát itt

fölfelé potenciál változást nem fogunk észlelni. Innen ered az, hogy épületek közelében a potenciál változásának meghatározása a vertikális irányban illuzórius.

A levegő elektromosságának ezt a normális állapotát igen sok körülmény megzavarja. Így pl. igen erős szelek, a melyek sok port hordanak, negatív elektromossággal töltik meg a levegőt*), hasonlóképpen a vizesések közelében az édes víz porrázuzódása (LÉNARD). Továbbá, a míg a Föld felszíne közelében a potenciálváltozás a párányomás növekedésével határozott törvény szerint fogyni (EXNER), addig a levegő homályos, átlátszatlan volta megnöveli a potenciálváltozást (ELSTER és GEITEL).

*) W. v. SIEMENS az egyik egyiptomi piramison homokvihar alkalmával meg tudott tölteni egy leydeni palaczkot az akkor keletkezett negatív elektromossággal; Pogg. Ann. CIX. 355. lap.

Leghevesebb változásokat okoznak a felhők és az eső. A felhők és a csapadék a levegőt majd pozitív, majd negatív elektromossággal töltik meg. Az eső közeledését rendszeren erős pozitív töltés jelzi, míg az esőben a levegő negatív elektromossággal van tele. A felhő töltése villámcsapás után gyakran megváltoztatja előjelét. Az eső majd pozitív, majd negatív elektromossággal van töltve. Valószínű, hogy ezeket az elektromos állapotokat nem a Föld negatív töltése okozza megosztás útján, hanem maga a csapadék-kiválás okozza az elektromosság szétválását.

A légkör elektromos állapotának van évi és napi periódusa. Általános tapasztalat, hogy a levegő elektromos töltése derült időben télen sokkal nagyobb, mint nyáron, általában nagyobb hideg idővel, mint melegben. A potenciálváltozás alulról felfelé általában leggyorsabb a három téli hónapban, tavasszal gyorsan csökkenik. A legkisebb nyáron, de októberben és novemberben ismét hirtelen emelkedni kezd (az éjszaki féltekén).

A potenciálváltozás évi ingadozása nagy magasságokban igen csekély.

A potenciálváltozásnak napi ingadozása is van s leggyakrabban hasonlít a barométeres ingadozás vonalához: két maximuma (délelőtt és este), továbbá két minimuma (kora reggel és délután) megegyezik a légnyomás napi ingadozásának szélső értékeivel.

A légköri elektromosság keletkezésére eddig már több hipotézist állítottak fel, a melyek közül a legnevezetesebbek a következők:

a) PELTIER*) elmélete szerint a Föld tömege eredetileg negatív elektromossággal van töltve, míg a világtér végtelen távolában kell a pozitív elektromosságot feltennünk. A kettőt egymástól a szigetelő levegő választja el. Ugyanilyenféle elméletet többen is állítottak fel, de legerősebb hiva EXNER**), a ki a légköri elektromosságnak kétségen kívül egyik legkitűnőbb ismerője. Ő ezt az elméletet a párolgás és kicsapódás következményeinek figyelembe vételével igyekezett a tapasztalat adataival megegyeztetni.

*) Annales de chimie et phys. IV. k. 1842.

**) Számtalan értekezése jelent meg a Met. Zeitschr. és a Sitzungsberichte d. Wiener Akad. köteteiben, a melyek közül különösen az újabbak nagybecsűek.

b) Teménytelen elméletet állítottak fel a párolgás folytán támadó elektromosság igénybevételével, de ezek legnagyobb részt teljesen tarthatatlanok.

c) A levegőben keletkező különféle surlódásokra is többen akarták visszavezetni a tűneményt (különböző gázoknak egymáshoz, a vízgőznek a levegőhöz, a páraszemeknek a Földhöz, stb. stb.) de ezek közül különös felemlítést csak SOHNCKE elmélete érdemel*) a ki FARADAY kísérleteire támaszkodva azt hiszi, hogy a jég és víz surlódása miatt keletkezik a levegőben elektromos töltés, s minthogy ez a két halmazállapot a 0° izoterma-felület mentén különösen zivataros idő alkalmával feltétlenül érintkezik, erős elektromos töltés keletkezése magyarázható. Az elméletnek igen gyenge oldala, hogy a surlódás vízcseppek és jégtűk, vagy egyéb jégképződmények között nagy mértékben alig képzelhető**).

d) A legujabb időben a légkör elektromos tűneményeire nagy sikerrel kezdik alkalmazni az ión elméletet. Különösen ELSTER és GEITEL tanulmányai óta nagy mértékben alkalmazhatónak és igen termékenynek bizonyult ez az elmélet***). Az idevágó kísérletek eredményei röviden összefoglalva a következők.

Általánosan ismert dolog, hogy a levegőben a szigetelve elhelyezett, elektromos testek lassanként elvesztik elektromosságukat. Minthogy eddigi felfogás szerint a száraz és tiszta levegő szigetelő, vagyis olyan közeg, amely az elektromosságot igen rosszul, vagy egyáltalában nem vezeti, az elektromosság ilyen szétszóródását a levegőben lobogó porszemeknek és vízcseppecskéknek tulajdonították, amelyek az elektromossággal töltött testhez ütközve, annak töltéséből egy kis részt átvesznek s ekkor mint hasonló előjelű elektromossággal telt testek ellökődnek. Ez a hiedelem kétségkívül téves, mert minél tisztább

*) Ursprung d. Gewitter-Electricität und der gewöhnlichen Electricität der Atmosphäre. Jena. (1885).

**) Mindezekről az elméletekről jó összeállítást közölt SZALAY L. A légköri elektromosságról való elméletek cz. alatt a Term. Tud. Közl. LXVI. pót-füzetében.

***) J. ELSTER és H. GEITEL: Ueber einen Apparat zur Messung der Electricitätszerstreuung in der Luft; Physikal. Zeitschr. I. 1899. — Ueber die Existenz elektrischer Ionen in der Atmosphäre; Terrestrial Magnetism and atmospheric electricity; IV. 1899. — Ueber Electricitätszerstreuung in der Luft; Ann. der Physik II. 1900. Azonkívül számos értekezés a Physikal. Zeitschrift 1900. és 1901. évi köteteiben.

levegőben végezzük a kísérletet, annál gyorsabb szétszóródást fogunk találni. A szétszóródást tehát nem a levegőt elhomályosító por és köd okozza. A régi elmélet szerint erős szélben gyorsabbnak kellene a szétszóródásnak lennie, mert hisz ekkor több idegen szemecske érintkezhetik az elektromos testtel: az újabb vizsgálatok azonban azt bizonyítják, hogy a szélnek semmi hatása sincs a szétszóródás sebességére.

Igen fontos felfedezés az is, hogy akár negatív, akár pozitív elektromossággal legyen töltve a szétszóró test, a szétszóródás sebességét majdnem ugyanakkorának találták. A Föld közelében a negatív töltésű testek azonban valamivel gyorsabban vesztek el töltésüket. Szabad levegőben ez mintegy 3000 m. magasságig tapasztalható. Ezen túl mindkét előjelű elektromosság egyforma gyorsan széled el. Azonkívül a szétszóródás nagy magasságokban sokkal gyorsabban megy, mint a Föld közelében. Igen érdekes még, hogy magas hegycsúcsokon a negatív töltésű test sokkal gyorsabban veszti el töltését, mint a pozitív. A vízesések közelében viszont a pozitív töltés 8,5-szer gyorsabban szétszóródik, mint a negatív.

Mindezeket és még számos egyéb újabban észlelt tünetényt igen egyszerűen lehet magyarázni az ión-elmélettel. Iónoknak nevezik az anyagnak azokat az atomnál is kisebb részeit, amelyek határozott előjelű elektromos töltéssel felruházva, az elektromosságot az anyag belsejében közvetíteni képesek. Tudjuk, hogy a levegő bizonyos hatások alatt (mint pl. a RÖNTGEN és BECQUEREL sugarak) vezetővé válik, tehát ilyenkor fel kell tennünk, hogy atomjai iónokra bomlottak szét. A szétbomlás okát LÉNÁRD*) a napsugarak hatásában találta meg. A nap sugarainak ultraviola részei a levegőben nagy elnyeletést szenvednek s energiájuk egy része a levegő iónokra való bontásában nyilvánul. A levegő legfelső ritka rétegei tehát azok, a melyek a Nap sugárzásának legjobban kitéve, az iónok igazi származáshelye. Innen szélednek el az iónok lefelé a földfelszín felé, részben saját sebességüknél fogva, részben pedig a lefelé szálló légáramlatok segítségével. THOMSON és ZELÉNY kísérletei szerint a negatív iónok sebessége nagyobb, mint a pozitívoké s így

*) Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissenschaften zu Wien. 108. k. II. a. 1640. lap. 1899. — Annalen d. Phys. 2. k. 359. lap. 1900. — Ugyanott: 8. k. 149. lap. 1902. stb.

egy elszigetelt test a szabad levegőben magára hagyva negatív töltést nyer, a mely töltés nagysága addig növekszik, míg az ennek folytán a negatív iónokra gyakorolt taszítás és a pozitívokra gyakorolt vonzás a negatív iónok sebességtöbbletével egyenlő értékű ellenhatássá nem válik. Az ionizált levegőből tehát a Föld is negatív töltést nyer, a földfelszín közelében pedig a pozitív iónok maradnak túlsúlyban. A légköri elektromosság két legfontosabb törvénye, de azonkívül még számtalan más megfigyelés eredménye is, a levegő ionizált voltával egyszerű és természetes magyarázatot nyer.

Nagyon fontos eredménye azonban ennek az elméletnek az is, hogy a villámesapásokkal kiegyenlítő nagy feszültségek is, a melyek különösen heves csapadék kiválások alkalmával keletkeznek, szintén egyszerűen magyarázhatók. A kísérletek azt igazolják, hogy a negatív iónokkal telt levegőből, a kiterjedést követő lehűlés miatt a párák sokkal gyorsabban válnak ki, mint a pozitív iónokkal telt levegőből. Miután a kicsapódáshoz szükséges idegen anyagrészek gyanánt ilyenkor az iónok szerepelnek, világos, hogy ha a kicsapódás olyan erős, hogy a kicsapódott pára eső alakjában le hull, akkor az eső a levegőt az iónoktól megtisztítja, mert hisz minden kis páragömböcskének a magja egy-egy ión. Ha már most a levegőben egyenlő számmal vannak pozitív és negatív iónok, akkor a csapadék-kiválás alkalmával először a negatív iónok körül képződik a csapadék s ezek az esővel a Földre hullanak. Az eső tehát — a mint a tapasztalat is bizonyítja — negatív töltésű, a felhőben pedig csupa pozitív töltésű iónok maradván vissza, annak nagy pozitív feszültsége magyarázatot lel. De azonkívül, miután a csapadék nem hull le feltétlenül a földszínig, hanem mint a szállingózó hó, vagy permetezés valamely helyen ismét elpárologhat stb: a negatív és pozitív iónoknak réteges elhelyezkedése is keletkezhetik, a mire a tapasztalat szintén elég példát szolgáltat.

Igy tehát az iónelmélet az eddig alig magyarázható dolgok megfejtését egyszerűen lehetővé teszi, s czélszerű, ha ezt az elméletet a további vizsgálódások menetére bázisul használjuk.

Akármi legyen a felhőkben keletkező nagy feszültségnek az oka, annak egy igen szembetűnő következménye a *villám* és a vele járó mennydörgés, a melyek a zivataroknak oly jellemző kísérői.

A XVIII. század közepén végrehajtott kísérletek óta senki sem kételkedik abban, hogy a villám hatalmas, nagy arányú elektromos szikra*). A villám alakja, fénye, az általa előidézett hang, a környezetben okozott elektromos tűnemények ugyanolyanok nagyban, mint a milyenek a laboratoriumi eszközökből kicsalt szikrát kísérő jelenségek kicsinyben.

A villámokat fel szokták osztani alakjuk szerint. Így volna: 1. Vonalas villám, a mely a rendes, kísérletileg előállított szikráknak tökéletes mása, gyakran sok szétágazással. Azelőtt, különösen a festők zezzugos vonalnak szokták a villámot ábrázolni, ilyeneket azonban a fényképek sohasem mutatnak. A rendes villám girbe-gurba, széles fényvonal, a milyent 75. ábránk mutat. 2. Felületi villám, a mely némelyek szerint a felhők felszínén jelentkező fénypamat volna. Valószínű, hogy csak optikai csalódás s minden ilyen tűnemény a felhőktől eltakart villám, a melynek fénye át- és megvilágítja a felhők egy részét. 3. A gyöngysor-villám, a mely a ritkaságok közé tartozik s a melynek létezése még nem bizonyos**). 3. A gömbvillámok a legesodálatosabb és legrejtélyesebb alakjai a villámoknak. Létezésüket nem lehet tagadni, annyi jó és szavahihető megfigyelés áll rendelkezésünkre, de megmagyarázni ezt a tűneményt még eddig nem sikerült. Ököl, vagy fejnagyságú fénylő tömeg jelenik meg, amely szemmel jól követhető, tehát elég lassú mozgással különös pályán halad ide s tova, míg végre oltúnik, vagy pedig hatalmas dőrej kíséretében szétrobbanik, néha tetemes kárt okozva.

*) HAWESBEE (angol) sejtette legelőször a villám elektromos voltát. Határozottan ennek bizonyította először WINKLER H. J. (Leipzig 1746), de az igazolás igazi kísérleteire FRANKLIN BENJAMIN találta ki a módot (1749), a melyet DALIBARD hajtott végre először (Páris, 1752). Ez a kísérlet abban állott, hogy magasra felvezetett, csúcsban végződő vezetékkel levezették a légkör elektromosságát s a vezeték megszakításának helyén észlelték a villámokat. FRANKLIN később a papírsárkányt használta a felhők elektromosságának levezetésére.

**) A Met. Zeitschr. 1897. évf. 62. lapján láthatók ilyen villám-fotográfiák. Lehet, hogy valami interferencia-tűnemény folytán jöttek létre, a mi a szemlélő felé közeledő, vagy távolodó villámokon lehetséges.

Némely meteorologus a szalag-villámokat is felemlíti, do



75. ábra. Egyszerű villám. (SZALAY EÁSZLÓ felvétele
1901. júl. 23. 9^h 30^m p. m.).

ez valószínűleg csak a fotografiai műszer rázkódása miatt keletkező csalódás.

A villámok leggyakrabban felhőről-felhőre esapnak s csak gyérebber szöknek le a Föld felszínére, ahol romboló hatásuk részben zúzás-törés, részben pedig gyújtás. A villámok hossza néhány száz métertől 2—3 km-ig terjedhet, de már mértek 10—20, sőt 49 km. hosszú villámokat is, amelyek azonban csak felhőről-felhőre ugranak. A villámok gyakran nem egyetlen szikrának az útját tüntetik fel, hanem ugyanazon,

vagy közelítőleg ugyanazon úton több szikra is átszökkenhet, amit a villámsűrű apró villogása is elárul. A villámok színe különféle: fehér, sárgás, vöröses, majd kékes, ibolyás. A vonalas villám spektruma is vonalas, szakadozott, míg állítólag a felületi villámok spektruma folytonos

volna*) A villámesapásokról statisztikát is szokás összeállítani, a minek jelentősége és haszna egyelőre kétes. A statisztikák a villámesapások újabb időben való szaporodását mutatják ki, a mire legelőször BEZOLD figyelmeztetett. Ez a szaporodás azonban leginkább a tüzesetek ellen való biztosítások statisztikájából tűnik ki, aminek azonban, tekintettel a biztosítások nagy mértékű megszorodására, a meteorológiára nézve semmi jelentősége sincs. Újabb időben sokkal részletesebbek és kiterjedtebbek a jelentések, sőt nem kell elfelednünk azt sem, hogy a XIX. században Európa népessége igen megszorodott, ezzel együtt az építmények száma is legalább annyira megnövekedett, mint amekkora növekedés a villámesapások számában mutatkozik.

A villámesapások ellen a villámhárítók biztosítják az épületeket, amelyeknek ismertetése nem tartozik a jelen könyv keretébe.

A levegő elektromos töltése a villámon kívül az u. n. Szt. Ilona vagy Szt. Elmo tüzével is kiegyenlítődik. A Föld felszínén emelkedő épületek hegyesen végződő részletei felett gyakran látni zivataros időben fénypamatot, amely nem más, mint intenzív elektromos kisugárzás (Budapesten a keleti pályaudvar homlokzatán álló két zászlóról láttam már több ízben hatalmas nagyságú ilyen Szt. Elmo tüzet kisugározni, amelynek óriási nagyságát kétségkívül a pályaudvar nagy, bádoggal fedett teteje is elősegíti.)

A villámesapást kísérő feltűnő tünetény a *dörgés*, amelynek hangja igen változatos. A közel lecsapó villámok rövid éles recseszenést hallatnak, amely sokszor a vasrúdak ledobásának hangjához hasonlít. A felhőkben cikázó villámok, a távolság szerint, tompa dőrejt, vagy pedig az épületeket is megrázó, mély hangú, meg-meg erősödő dörrenéseket hallatnak. A villámszikra hosszú vonal mentén heves sűrűségváltozást okoz a levegőben, amely hosszanti rezgés alakjában tovaterjedve, hangérzetet kelt. Rövid, közeli villámoknak minden pontjáról közel egy időben érkezik hozzánk a hang, azért az ilyennek hangja rövid csattanás, vagy recseszenés. Hosszú, kellő távolságban átszökő vil-

*) A. KUNDT: Über die Spektren der Blitze; Pogg. Ann. 135. k. 1868. 315. lap.

lámok különböző helyeiről nem egy időben érkezik fülünkhöz a hang s így hosszantartó dörgésben nyilvánul. Valószínű, hogy azt az igen mély hangot, amely az ablakokat rázza, interferencia-tünemény idézi elő, amit kellőleg hangolt eszközökkel laboratóriumban is elő lehet állítani. A mennydörgés közéről sem hallatszik olyan nagyon messze el, mint azt gondolnók. Ha megfigyeljük, hogy hány másodperc múlva hallik a dörgés a villámlás után, abból kiszámíthatjuk a villám távolságát, mert a hang átlag másodpercenként 333 m. útát tesz meg. Ritkaság az olyan dörgés, amely a villám után csak egy perc múlva volna hallható, amikor a villám legközelebbi pontjának távolsága $60 \times 333 \text{ m.} =$ körülbelül 20 km. Az ágyúlövés sokszor tetemesen messzebb elhallatszik. A hangnak ez a csekély elterjedése az oka annak, hogy igen gyakori jelenség az úgynevezett villogás, vagyis távoli villámlás, amelynek hangját nem halljuk. Figyelembe kell azt is vennünk, hogy nagy magasságokban történt kisülések olyan ritka levegőt ráznak meg, hogy a rázkódás energiakészlete igen csekély s nem képes nagy mélységre behatolni a gyorsan sűrűdő levegőrétegek közé. A levegő lefelé sűrűsödő rétegeiben azonkívül a hanghullámok elhajlást is szenvednek és pedig a hanghullámok terjedésének vonala felfelé homorú vonal lesz, miután a hang a sűrűbb levegőben gyorsabban terjed, mint a ritkábban (76. ábra). Kijelölhető tehát a hang keletkezésétől bizonyos távolságban egy körrel határolt terület, amelyen belül a hangot meg lehet hallani, de amelyen kívül a hang nem hallható többé.*)

*) A hangnak ez az elhajlása több, a köznép által is tapasztalt tüneményre vezet. A hang, amely bizonyos magasságban a Föld felszíne felett keletkezett, annál görbébb pályán terjed, minél sűrűbbek az alsó levegőrétegek a felsőkhöz képest. Ilyenkor teljes visszaverődés is lehetséges s a hang nem terjed messzire. Labilis egyensúlyban azonban a levegő alsó rétegei között csekély a sűrűségkülömbőség s a hanghullámok egyenesen terjedve, nagy távolságra lesznek hallhatóvá. Balaton-Füred vidékén azt tartják, hogy ha a tihanyi templom harangját meg lehet hallani, akkor rossz idő lesz. Részben a nyugati szél, de leginkább szélcsend idején a levegő csekély stabilitása az oka ilyenkor a hang messze való hallhatóságának s így ez a „paraszt régula” elméletileg is indokolt. Ugyanezt tartják a somogyiak is, ha a zalai harangokat meg lehet hallani.

II. FEJEZET.

A sark-fény.

Úgy az északi, mint a déli sarkvidékek körül a légköri elektromosság tűneményei között nagyon ritka sőt egészen kivételes a villám. E helyett pompás fénytűnemény jelentkezik az égen, amelynek elektromos volta LEMSTRÖM kísérletei óta nem szenved kétséget s ez a tűnemény az, amelyet az ókorban *aurora borealis* néven, nálunk pedig *északi fény* nevezete alatt ismernek. Miután azonban ez a tűnemény a déli sark-vidéken is ismeretes, helyesebb az általános érvényű sarki fény, vagy poláris fény elnevezést használnunk.

Ez a pompás jelenség igen változatos és nehezen leírható fénytűneményekből áll, amelyekről a képek csak igen halavány



76. ábra. A mennydörgés hangjának elterjedése. A vonalkázott területen a dörgés nem hallatszik.

fogalmat nyujthatnak, különösen ammiatt, hogy a tűnemény igen gyorsan változik, sőt néha éppen valami villódzásokból, gyorsan surranó, színét folyton változtató sugárnyalábok ide-oda való lebbenéséből áll. Meg lehet ugyan különböztetni alaptípusokat, de ezeknek annyi kombinációja szokott gyakran megjelenni, hogy lehetetlen a teljesen rendszeres osztályozás. BOLDVAI BÓBRÍK ADOLF a Jan-Mayen szigeten felállított észlelő-állomás adatai szerint a következő alapformákat különbözteti meg*):

1. Fényívek, egyenletes fénynyel. Az ív belső magja a fényesség aránylag éles határolása miatt igen sötétnek látszik,

*) Österreichische Polarstation Jan-Mayen. II. B. 1. Abth. 13. lap. Wien, Academie. Az ábrák át vannak véve a Commiss. franc. du Nord: Atlas de Physique (1839—40.) cz. munkájából, amennyiben ennek ábráit tökéletesen hűeknek találták.

mivel azonban a csillagok itt is szépen ragyognak, sötétsége csak az ellentét miatt tűnik olyan erősen fel. Kifelé, a zenit felé az ív fénye csak igen fokozatosan oszlik el. Ezen az egyszerű, egyenletes fényű íven kívül van még *a)* olyan ív, amelyen a horizonra merőlegesen álló sugaras szerkezet látszik; *b)* a sugarak nem a horizonra, hanem az ívre magára állnak merőlegesen; *c)* az ív nem egyszerű, hanem világosabb és kevésbé világos párhuzamos övekből áll.

2. A legesodálatosabb jelenségek az úgy nevezett szalagok amelyek egyenes vagy kigyózó fénysávok az égen, gyakran közel a horizonhoz. Ezek a szalagok ismét lehetnek vertikális irányban sugarazottak, amikor a fényjelenség valami lefüggő drapéria fénylő rojtozatához hasonlít; lehetnek azután a szalagok párhuzamos csíkokból összetéve, vagy pedig többszörösek, szintén függélyesen sugarazva.

3. Egyszerű sugarak, majd párhuzamos elrendezésben, majd fenn, majd alul összefutólag.

4. Elmosódott fényfoltok határozatlan alakkal.

5. Az előbbi egyszerű alakoknak kombinációi a legszebb sarkfényjelenségek. Ide tartoznak a zenit közelében látható koronák, a drapériák s a komplikáltabb, változó tünetmények, amelyek annyifélek, hogy lehetetlen a felsorolásuk.

Ilyen komplikáltabb, többszörös drapériát láttak 1839-ben Bossekopban (Finnmarken) s ennek pompás vonásait mutatja 77. ábránk.

A mi szélességünk alatt az éjszaki fény már csak gyéren látható, akkor is csak a Nap nyugta után az éjszaki horizon felett feltűnő vöröses vagy sárgás, derengő fény alakjában jelentkezik, amely leggyakrabban elkerüli a figyelmet csekély fényénél fogva.

Magasan éjszakon a tünetény rendesen az egyszerű fényívvel kezdődik, amelyből lassanként sugarak lövellnek ki változatos színezettel. Máskor meg a horizon minden pontjából sugárnyalábok indulnak s fényes csomópontban, a koronában egyesülnek. A korona rendesen ott szokott megjelenni, ahova az inklináló mágneses tű déli vége mutat, vagyis a koronában összefutó sugarak körülbelül párhuzamosak lehetnek a földi mágnesség erővonalával.



77. ábra Éjszaki fény, amely 1839. jan. 21.-én este 6 órákor látszott Bossekopban, Finnmarkenben. (BRAVAUS szerint.)

A fényjelenségek néha rövid ideig, máskor órákig, sőt néha napokig is eltartanak, annélkül, hogy alakjukat lényegesen változtatnák.

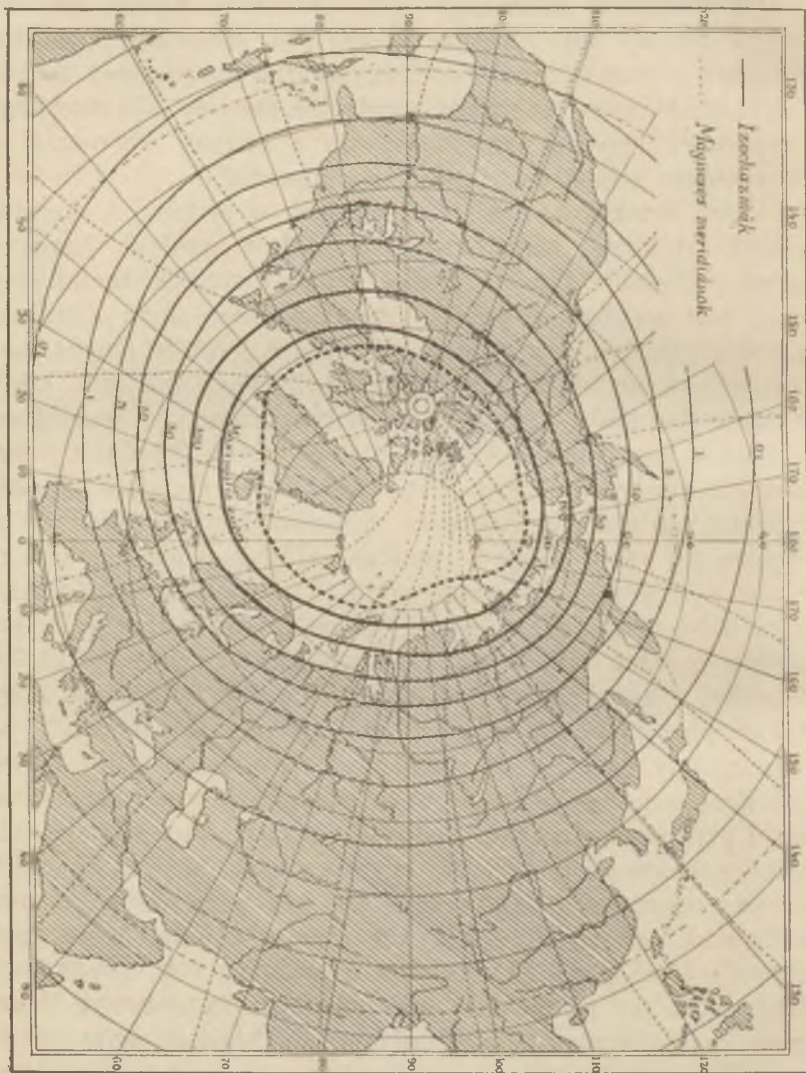
A tűnemény magassága igen különféle. Újabb mérések szerint néhány száz métertől 1—200 km. magasságig minden rétegben előfordulhatnak, de leggyakoribb magasságuk 50—60 km. Láttak már drapériákat, amelyek a szemlélő előtt nem nagy magasságú hegyeket takartak el (de a hegyek körvonalai a fényességen teljes részletességgel átlátszanak).

Igen érdekes a sarki fény földrajzi eloszlása. A korábbi utazók azt hitték, hogy minél magasabbra hatolnak éjszakra, annál pompásabb tűneményekben fognak gyönyörködhetni. Igen nagy volt azonban a csalódás, mert magasan fenn éjszakon, közel a pólushoz a tűnemény gyérebb és kevésbé fényes, csak igen ritkán egyéb, mint egyszerű fényív, vagy „világító köd”, határozatlan alakú fényfolt. A leggyakrabban és legszebben látható a tűnemény az éjszaki féltekén olyan köralakú vonal mentén, amelynek közép-pontja körülbelül Grönland éjszaki csúcsán van s amely Ázsia és Amerika kontinentális partjai mentén fut végig, tehát — ami igen különös dolog — majdnem határa az Éjszaki Jeges-tengernek. Ettől a vonaltól úgy éjszakra, mint délre mindinkább fogy a tűnemény gyakorisága, helyesebben mondva *láthatósága* s a Földközi-tenger és a közép-amerikai szigetvilágban már csak igen ritkán észlelhető tűnemény. FRITZ *) készített Loomis után olyan térképet, amely az éjszaki fény elterjedését vonalakkal (izochaszmákkal) tünteti fel. Ezek a vonalak (78. ábra) a legnagyobb gyakoriság vonalával párhuzamos, körhöz hasonló vonalak, amelyek dél felé mind ritkábban következnek egymás után. Miután az egész görbe-rendszer az Atlanti-oczeán felé sokkal délebbre jó, mint a Csendes oczeán felé, tehát különösen Amerika keleti partvidékeinek nagyon déli pontjairól is aránylag sok éjszaki fényt lehet látni. Így pl. New-Yorkból évenként ugyanannyit látni, mint Szt.-Pétervárról; a Mississippi torkolatától ugyanannyit, mint Budapestről. Megjegyezzük, hogy ezeknek a görbéknek nagy jelentőséget nem igen lehet tulajdonítani, mert két lénye-

*) FRITZ : Das Polarlicht, Leipzig, 1881.

gesen különböző elemet foglalnak magukban. NORDENSKJÖLD *) szerint ugyanis nagyon valószínű, hogy az északi fény határozott zónán keletkező tűnemény, amelynek nyulványai délfele

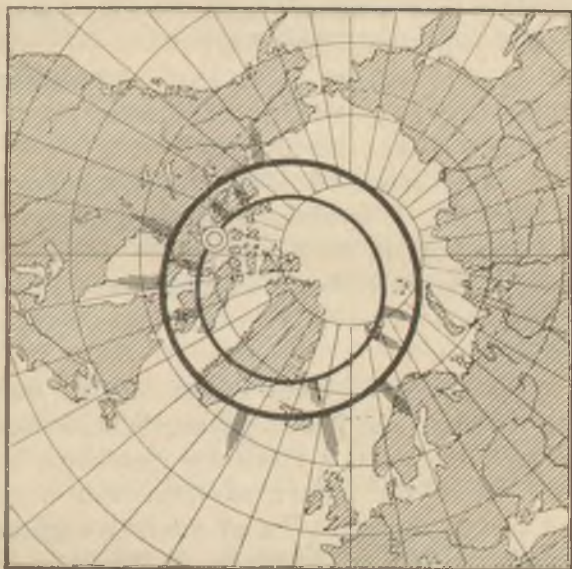
78. ábrn. Izochlasmák FARR szerint. (Az északi fény láthatóságának elterjedése.)



sugároznak ki s ammellett különböző magasságban állnak elő Messzebb éjszakon, de nagy magasságban keletkezett fény-

*) NORDENSKJÖLD : Die Wissenschaftlichen Ergebnisse der Vega-Expedition, Leipzig, 1883, 326. stb. lap.

tünemény tehát valamely délibb pontról éppen úgy látható lesz, mint egy alacsonyabban felvillant, de messzebb délre előre nyulakodott tünemény. Annyi bizonyos, hogy messziről délről a tünemény mindig csak derengés az éjszaki horizon felett; a mérsékelt égöv éjszaki zónáiból, tehát pl. Skandináviából vagy Skóciából a legfényesebb drapériás és sugaras tünemények láthatók, egy bizonyos izochasza felett a tünemény leggyakrabban a zeniten látható s ezen belül a fény, rendes íves alakban a déli horizon felett tűnik fel, míg magasan éjszokról tekintve elveszti minden fényességét.



79. ábra. Az éjszaki fény gyűrűi a sarkfény pólusa körül, NORDENSKJÖLD szerint.

A 79. ábrán két szélesebb sötét sáv mutatja azt a két kört, amelyet NORDENSKJÖLD kijelölt, mint az északi-fények igazi szülőhelyeit, ahol tehát a levegő magasabb rétegei, mondhatjuk majdnem állandóan világító állapotban vannak, de fényerejük periodusosan is, még eddig nem ismeretes törvény szerint, tehát látszólag rendetlenül is változtatják fényességük intenzitását. Ebből a két zónából nyúlnak ki mindig dél felé a nagyon erős, rendkívüli jelenségek. Innen van az, hogy ezektől a fénykoszorúktól délre fekvő helyekről sokkal szebb és fényesebb sarkfényeket láthatunk, mint tőlük éjszakra fekvő helyekről.

Ennek a két körnek közös középpontját sarkfényi pólusnak nevezhetjük s valahol Grönland éjszak-nyugati partjain fekszik. Ha ebből a pontból meghatározott köröket húzunk, akkor NORDENSKJÖLD szerint zónákra oszthatjuk a sarki fény láthatóságának területét, amelyeken a látszat különbözősége igen jellemző.

1. 8° hosszúságú sugárral leírt kör keríti be azt a területet, amelyen belül az éjszaki fény alig mutatkozik, rendesen csak világosabb foltok alakjában a horizon közelében. Ezt a tényt igazolta mind az a sok expedíció, amely Amerika felett igyekezett éjszakra előre haladni. A magasra jutott utazók alig emlékeznek meg ezen a tájon éjszaki fényről, vagy pedig egészen alárendelt jelenségnek mondják.

2. A 8° és a 16° sugarú körök közt a közönséges fényív a rendes tűnemény, még pedig a déli horizon felett, különösen pedig a mágneses délkör szerint délre.

3. A 16° és 20° sugarú körök közti zónán a fényív rendesen a zenithoz közel jár, de gyakran feltűnik egy fényív az éjszaki, egy pedig a déli horizon felett s a kettőt néha szép sugárrendszerek kötik össze. Ebben a zónában van a Ferencz József-föld déli része, ahol PAYER és WEYPRECHT tanulmányai igazolják ezt ez általánosítást.

4. A 20° és 28° sugarú körök közötti zónában már a sugaras éjszaki-fény rendesen megjelenik ugyan, de különösen NORDENSKJÖLD megfigyelései szerint a mágneses éjszakon a fényív majdnem állandó, úgyszólván folyton az égen van s csak akkor kerül el az észlelő figyelmét, ha az intenzív sugaras fény időszakos megjelenése elhomályosítja az ív fényét.

5. A 28° -os és 33° -os körök közt a közönséges fényív már csak kivételesen látható, hanem a szép drapériás, kigyózó, lángoló és sziporkázó tűnemények innen láthatók legjobban.

A déli pólus körül még nincs megközelítőleg sem annyira tanulmányozva a dolog, csak annyi bizonyos, hogy az éjszaki fénynyel egyidejűleg gyulad ki a déli fény is.*)

Igy pl. 1872. februárius 4.-én úgy az éjszaki, mint a déli féltekén hatalmas sark-fény jelent meg, az éjszaki féltekén egész a térítőig, a délin pedig még Réunion szigetén is látható volt. A sark-fénynek mind e két féltekén való együttes megjelenése igen fontos a tűnemény elméletére nézve.

*) L. GÜNTHER, Beiträge z. Geoph.

A sark-fény megjelenése nem minden időben egyforma gyakoriságú. Megjelenésének van napi, évi és évtizedekre kiterjedő periodusa. Igen fontos dolog, hogy a periodusok mindig egyike úgy a déli, mint az északi féltekén teljesen összeesik.

A napi periodus maximuma este 10 óra tájban van (csak mellékesen jegyzem meg, hogy ez összeesik a barométer napi ingadozásának kéthullámos részéből az esteli maximum idejével, vagyis, egy nagyobb légnyomás és a sarkfény intenzív fénytüneményei ugyanazon meridiánon kerülik meg a Földet). Összeesik ez a maximum a mágneses inklináció napi periódusának maximumával is. Miután a sark-fény rendszeren egyforma fázisokat mutat, határozott időrendben, tehát minden egyes fázisnak is van napi periódusa.

Az évi periódus sokkal jellemzőbb ennél. Mind a két féltekén a napéjegyenlőségek idején, tehát márczius és szeptember végén észlelhető a maximum, míg a téli és nyári solstitiumok idején a tűneménynek határozott minimuma észlelhető. Kérdés már most, hogy a maximumok ilyen jelentkezésének mi az oka. Lehet, hogy mivel a két féltekén feltűnő jelenség egymással összefüggésben áll, csakis akkor lehet maximum, amikor mind a két arktikus vidéken a Nap sugarainak mindenféle munkaképessége ugyanaz. De érdekes, hogy a Nap ugyanezen idők alatt éppen legjobban fordítja pólusait a Föld felé, míg a solstitiumok idején éppen a Nap egyenlítője felett állunk függőlegesen. Az évi periódussal tökéletesen együtt jár a mágneses zavarok periódusa is.

Végül van még két hosszabb időtartamú periódusa is a sark-fénynek és pedig a sarkfény gyakoriságának maximuma összeesik a napfoltok periodusának maximumával. Periodusa tehát $11\frac{1}{3}$ év, ami kétségtelenné teszi, hogy tűneményünk összefüggésben áll a Nap felszínének tevékenységével. Tudjuk azonban, hogy ugyanez a periodusa van a mágneses elemek variációinak is és pedig a sark-fény gyakoriságának maximuma összeesik a napfoltok és a mágneses zavarok maximumával. Ezenkívül van még a sark-fény megjelenésének körülbelül 55—56 éves periodusa is, amely majdnem pontosan ötszöröse az előbbinek.*)

*) A mágneses elemek és a sarkfény összefüggésére nézve I. dr. KÖVESLIGETHY R.: A math. és csillagászati földrajz kézikönyve. Budapest, 1899. 755. lap.

III. FEJEZET.

Optikai tünemények a levegőben.

A világtér végtelenségeit képtelenek vagyunk érzékileg magunk elé állítani s azért érzékileg nem is foghatjuk fel. A tudományosan nem képzett elme e miatt nem is fogja a fejünk felett látható ürt végtelen térségnek képzelni, hanem boltozattal gondolja azt határolva, amit a régiok hagyományai, sőt az általánosan elterjedt „égboltozat“ kifejezés is bizonyít. Igen érdekes dolog, hogy ezt a boltozatot senki sem látja teljes félgömbnek a horizon síkja felett, hanem a zenitot mindenki közelebb képzei, mint az égboltozat horizon-menti részét. Kérdezzünk meg akárkit, hogy mutasson az égen arra a helyre, amely fele távolságban van a horizon és a zenit között, (amely helynek tehát mérések szerint 45° magasságban kell lennie a horizon felett), senki sem fogja a mérések szerint megállapítható helyet mutatni, hanem mindenki $20-30^{\circ}$ magasságban fogja a horizon felett keresni.*) Ezt az érzéki csalódást úgy is fejezhetjük ki, hogy szabad szemmel az eget nyomott boltozatnak látjuk, tehát gömbsüvegnek, s emmiatt a horizon közelében minden szöget túlságosan nagyra s a zenit közelében túlságosan kicsinyre becsülünk. Ennek a csalódásnak a legtöbb kutató szerint vagy fiziológiai oka van, t. i. hogy felfelé való tekintéskor szemünk másféleképpen működik, mint mikor egyenesen előre nézünk; vagy pedig az is lehet az oka, hogy a horizon közelében a földi tárgyak segítik a becslést, míg a zenit felé ilyen segítség nincs s azonkívül a levegő alsó rétegeinek erős portartalma úgynevezett „légperspektívát“ idéz elő, vagyis a tárgyakat elhomályosítja s látszólag messzebbre helyezi.*)

*) REIMANN; Beiträge z. Bestimmung d. Scheinbaren Gestalt des Himmels-gewölbes; Progr. d. k. Gymn. zu Hirschberg (Schlesien). 1890. PERNER: Meteorologische Optik; Wien u. Leipzig 1902.

**) Igen valószínű azonban, hogy az ok HELMHOLTZ azon észrevételén alapul, hogy „Nincs semmi oka annak, hogy a csillagos égboltozat szabályos gömbfelület alakjában tűnjék fel a szemlélő előtt. Végtelen távolságban fekvő dologot mutat; ebből tehát az következik, hogy az akármilyen felület alakjában tűnhetik fel, ha más okok valami ilyennek a felfévesére vezetik“. (Phys. Optik, I. kiadás, 1867. 630. lap). Van azonban olyan ok, amely az emberi látást a nyomott boltozat képzetéhez vezeti s ez a felhőzet. Amikor útszta,

Akármi azonban az oka ennek a látásbeli csalódásnak, igen különös következményei vannak. Ammiatt a csalódás miatt, hogy a horizon közelében mérhető látószögeket túlbecsüljük, a Nap és Hold korongját is a látóhatár közelében nagyobbbnak látjuk a valóságnál s viszont a zenit közelében mindkettőt igen kicsinyre becsüljük. Az égi testeket, az égi tűneményeket, amelyek nem nagy magasságúak a horizon felett, még a gyakorlott észlelő is túlságosan magasra helyezi, sőt az igen magasban levő dolgokat egyenesen a zeniten állóknak szokták megadni. Ugyanez az oka, hogy a festők a hegyeket túlságosan magasra festik, s a horizonból sokkal többet takartatnak el velük, mint azok tényleg eltakarnak. Legérdekesebb azonban az a csalódás, hogy a Nap és Hold körül néha látható nagy átmérőjű gyűrűket még a legkitűnőbb észlelők is (NEWTON, WHISTON, HALLEY, JESSE, RIGGENBACH stb.) hosszas, tojásdadalakúnak írják le, amelyeknek leghosszabbik átmérője felülről lefelé nyúlik s az égitest nincs a vonal közepén, hanem azon felül.

A derült égboltozat nap- vagy holdfény világa mellett általában kék színű. LORD RAYLEIGH adta meg ennek a magyarázatát.*) Azok az igen parányi anyagrészecskék, amelyek a levegőben lebegnek, kisebbek, mint a hosszabb hullámú fénysugarak hullámhosszai s így a hosszabb hullámú fénysugarak (vörös, narancs és sárga) akadálytalanul jönnek keresztül a levegőn. A kék színű fénysugarak hullámai azonban rövidebbek ezeknek a kis anyagi részecskéknek az átmérőinél s így azok megütköznek rajtuk s szétszóródva az ég kék színét okozzák. Minél tisztább a levegő, annál kevesebb fény képes visszaverődve szétszóródni s annál sötétebb, fénytelenebb lesz az ég. Ha azonban a levegőben nagyobb szemecskék is vannak, akkor

derült az ég, semmiféle képzet sem keletkezik az égboltozat alakjáról, még önkénytelenül sem; amikor azonban felhős az ég, különösen mikor tiszta átlátszó levegőben szabályos cumulostratusok sorakoznak a horizonig, akkor ezeknek a felhőknek alsó határfelülete tényleg gömbsüveg, amely szemünk előtt is pontosan ilyennek tűnik fel. REIMANN tapasztalatai is azt mutatják, hogy felhős égen még jobban nyomottnak látja a szem a boltozatot. Az ilyenkor nyert tényleges benyomás alól aztán többé képzeletünk nem tud felszabadulni, s akkor is nyomottnak képzeljük a boltozatot, amikor a felhők eziránt nem tájékoztatnak. Ehhez hasonló csalódás több is van (pl. ha vonatunk áll s mellettünk egy másik megindul, a magunkét hiszszük mozogni, mert ehhez már hozzá szoktunk).

*) J. W. STRUTT (LORD RAYLEIGH): On the light from the sky, its polarisation and colour; Phil. Mag. IV. k. 41. 1871.

nem csak rövid hullámú kékes fénysugarak, hanem a nagyobb hullámúak is visszaverődnek s az ég fehéres szint ült. A Nap direkt fénye természetesen ennél fogva szegényebb lesz kékes színekben és pedig annál inkább, minél vastagabb és minél porosabb levegőn jön keresztül a fénysugár. Alkonyat felé tehát a Nap sugaraiból mind több és több kékes fény vész el s a Nap korongja annál inkább sárgának és vörösesnek tűnik fel. ABNEY*) számításai szerint a levegőn keresztül jövő fény percentszázalékban a következők:

	90°	30°	14°30'	7°30'	Közel a horizonhoz
A Nap magassága a horizon felett	90°	30°	14°30'	7°30'	horizonhoz
Vörös színből átjön...	95°/o	91°/o	81°/o	66°/o	10·7°/o
Narancs „ „	87	75	57	32	0·1
Kék „ „	74	54	30	9	0
Ibolya „ „	51	25	7	0	0

A horizonhoz közel levő Nap korongja tehát mind sárgább, majd narancs színű, végre vöröses lesz és pedig annál vörösebb, minél több finom por van a levegőben.

A fénynek ilyen megszűrődésén kívül a finom porszemeken történt elhajlása okozza a *hajnal* és *alkonyat* fénytüneményeit.**)

A lenyugvó Nap körül az ég rendkívül világos, sokkal világosabb, mint a nappali ég. Amikor a Nap már nagyon közel ér a horizonhoz, a keleti égen sötét csík jelenik meg a látóhatár felett, amely lassan emelkedik egész 10—12° magasságra, amikor határa egészen elmosódik s többé nem tudjuk megkülönböztetni. Ez a sötét csík nem más mint az az árnyék, amelyet a Föld vet az alul poros levegőre. A Nap körül azonban fényes csík terül el, amely legmagasabbra emelkedik közvetlenül a Nap felett. Amikor már a Nap néhány fokkal a horizon alá süllyedt, akkor a horizon felett a napnyugvás idején mintegy 25°-nyi magasságig bíboros fény ömlik el, amely mindjobban és jobban kiterjed elmosódott határú, kör-alakú folt alakjában. A kör-alakú terület nagyobbik fele a horizon felett elnyúló

*) ABNEY: Transmission of sunlight through the earth's atmosphere. Phil. Trans. 1887. és 93. 184. köt. Észlelések történetek ebben a tekintetben és pedig: DR. KÖVESLIETHY RADÓ: Beobacht. angest. am Astroph. Observ. Ó-Gyalla. 1888. IX. köt. p. 21—41. — G. MÜLLER: Astr. Nachr. No. 2464. stb.

**) LOMMEL: Theorie der Dämmerungsfarben; Abh. d. k. bayr. Akad. II Cl. XIX. kötet. München, 1897. — W. v. BEZOLD: Dämmerung; Pogg. Ann. 123. köt. 240. lap. 1864.

igen fényes csík felett van. Ezt nevezik hajnal- vagy alkony-pirkadásnak. Ennek a fénye világítja meg a földi tárgyakat olyan sajátságos, néha igazán pompás színekkel. Különösen pedig a magas, hófedte hegymok tündökölnék ilyenkor bíbor-fényben, (havasi pirkadás, Alpenglühen) ami annál feltűnőbb, mert a völgyekben ilyenkor már megszűnt az alkonypirkadás látható lenni s a völgybeli tárgyak már csak a zenit körüli, szürkés-kék, gyenge fényt kapják. Ugyanez a fény világítja meg a felhőket is néha olyan intenzív égőpiros, máskor valamivel sötétebb, karmazsin-vörös színnel. Amikor már a Nap 6^o-kal sülyedt a látóhatár alá, akkor eltűnik a bíborfény s csak a világos csík látszik még a horizon felett. Néha megjelenik másodszor is az alkonypirkadás, valamivel gyengébb fényben. Hajnalban ugyanezek a tünemények fordított sorrendben következnek. Ha felhős az ég, akkor természetesen sok módosulást szenved az egész tünemény-sorozat. *)

Különösen megzavarta a tünemény szabályos lefolyását 1883-ban a Krakatoa vulkán kitörése folytán a levegőbe került nagymennyiségű finom por, amely talán 30 km. magasságra is feljutott. Emmiatt a por miatt az első, de különösen a második alkony-pirkadás rendkívül intenzív lett. Ugyancsak ennek a vulkánikus pornak tulajdonítják az akkor észlelt, úgynevezett BISHOP-féle gyűrűt, amely a Nap körül mint 30^o—50^o átmérőjű fehéres-kék, barnás határolású fényfolt jelentkezett. **) Ugyancsak a Krakatoa kitörése okozta a világító felhők jelenségét, amelyről már szó volt (I. 3. lap).

Még egy érdekes tünemény látszik olyankor, amikor már a Nap közel van a horizonhoz s szaggatott felhőzet borítja a látóhatár feletti eget. Ilyenkor ugyanis hatalmas sugárküllők

*) Itt jegyezzük még meg, hogy az ég kék fénye poláros fény. Legerősebben poláros a napnak minden szakában annak a horizon-feletti körvonalnak a mentén, amelyet a Nap sugaraira merőlegesen jelölhetünk ki az égen. Ha karót tűzünk le a földbe s azt addig ferdítjük, míg árnyéka lehető leghosszabb lesz, akkor a karó merőlegesen áll a Nap sugarára s az égnek olyan pontjára mutat, amely nagy mértékben poláris fényű. Erről egyszerű nikóllal meggyőződhetünk, mert ha a nikólt a Nap sugaraira keresztbe fordítva, tekintünk az égnek így kijelölt helyére, azt majdnem feketékéknek fogjuk látni.

**) G. NEUMAYER: Staub von Krakatau, Met. Zeitschr. 1884. — F. A. ROLLO RUSSEL és E. DOUGLAS ARCHIBALD: The eruption of Krakatova and subsequent phenomena. Report of the Krakatoa-Committee of the Royal Society, London. 1888. — J. KIESSLING: Untersuchungen über Dämmerungs-Erscheinungen zur Erklärung der nach dem Krakatauausbruch beobachteten atmosphärisch-optischen Störung. Hamburg. 1888.

lövelnek ki a felhők rései között, amelyeket éppen a levegő köd- és portartalma miatt látunk meg. Ez a tűnemény általánosan ismert dolog, de azt már kevesen veszik észre, hogy ugyanekkor, a lenyugvó Nappal szemben, a keleti ég horizonja felett tökéletesen hasonló, de sokkal halaványabb sugárküllők futnak össze éppen a Nap korongjával szemben fekvő helyre. Ez a tűnemény onnan származik, hogy a látszólag legyezőformán szétlövelő sugárkévék tulajdonképpen párhuzamosak egymással s csak a perspektíva miatt látszanak egy pontban, a Nap korongjában, összefutni. Ezek a párhuzamos sugárkévék fejünk felett is elsurranak, sőt tovább hatolnak keletfelé is, keresztül az egész atmoszférán. Párhuzamos voltuk miatt aztán a perspektíva szabályai szerint a keleti horizon felett is egy pontban látszanak összefutni.*)

*

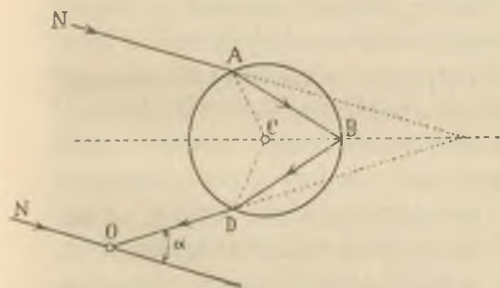
A *szivárvány* a Nap sugarainak az esőcseppeken való megtörése és tükrözése folytán keletkezik. Ha háttal a Nap felé fordulva olyan felhőre tekintünk, amelyből esik az eső, akkor mintegy 20° -nyi széles, körívek szerint határolt, színes szalagot látunk. Az ívek középpontja a Napot szemünkkel összekötő vonalban van. A szalag a Nap színképének halavány színeit mutatja és pedig úgy, hogy legkívül van a vörös, legbelül pedig az ibolya, A szivárvány külső határának sugara mintegy 42° , a belsőé pedig 40° .

A tűnemény magyarázatára szolgáljon a 80. ábra. A Nap sugarai a gömb-alakú cseppek határához érkező, megtöretve hatolnak be a csepp belsőjébe, annak hátfalán visszaverődnek, s a cseppből kijutva ismét megtöretnek. Minden sugár, amely a cseppet éri, más és más irányban jut ki a csepp belsőjéből, de mindegyik sugár a fénytörés törvényeinél fogva, egyszerű színeire bomlik fel. Az eredetileg párhuzamos fénysugarak tehát most mindenfelé szét vannak szórva s így a szemünkre vajmi gyenge hatásuk lehet. Csak azok a sugarak fognak vala-

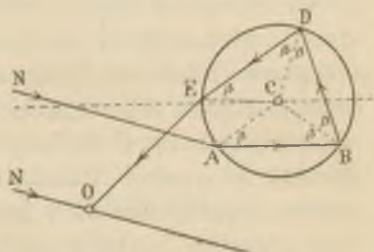
*) A perspektíva szabályai csak egyetlen egy tekintettel belátható kép vonalaira terjednek ki. A légy komplikált összetételű szeme valószínűleg a horizon felett elterülő térség legnagyobb részét egyszerre belátja s az ő perspektívája különbözik a mienktől. A légy a párhuzamos egyenes vonalakat mind a két irányban látja összefutni s azért neki ezek csak görbe vonalak gyanánt tűnhetnek fel.

mivel erősebb fényérzetet kelteni, amelyeknek szétszóródása bizonyos határon belül marad. Azok a fénysugarak pedig, amelyeknek szétszóródása minimális, azok a szivárvány középpontjától 40° – 42° távolságban levő cseppeket érik s ezekről visszaverődve jutnak a szemünkbe. A szivárvány színeinek ékességét és tisztaságát még inkább zavarja az, hogy a Nap nem világító pont, hanem egész korong gyanánt szerepel.

Az így keletkezett szivárványon kívül gyakran látszik még egy második is, amelynek színei fordított sorrendben helyezkednek el, úgy, hogy a vörös van belül, az ibolya kívül. Azok a fénysugarak, amelyek ennek a szivárványnak a képét hozzák létre, kétszeres visszaverődést szenvednek a cseppek belsejében (81. ábra). Az A helyen beeső fénysugár B , majd D helyen verődik vissza s E helyen jön ki a cseppből. Ennek



80. ábra. A fénysugár útja az esőcseppben az egyszerű szivárvány keletkezésekor.



81. ábra. A fénysugár útja az esőcseppben a kétszeres visszaverődésű szivárvány keletkezésekor.

a szivárványnak a határai körülbelül 50° és 52° sugarú körök. Mivel mindegyik visszaverődés a sugarak fényerejének meggyengülésével jár, a második szivárvány sokkal gyengébb fényű s ha minden egyes visszaverődés tetemesen alá nem szállítaná a fényességet, még egy harmadik, sőt negyedik szivárványnak is kellene látszania, de ezek már észrovezhetetlenül halaványok.

Néha a festők a szivárványoknak tó-színében való tükröződését is ábrázolják. Ez azonban közelfekvő okoknál fogva abszurdum. Ehelyett néha egy érdekes tűnemény látszik. Csendes tó tükréről tekintve a szivárványt, a Nap tükörképe által okozottat is fel lehet ismerni. Amíg a Naptól közvetlenül okozott szivárvány félkörnél nagyobb nem lehet, a tükörkép

szivárványának középpontja éppen olyan magasan van a horizon felett, mint a Nap s így ennek íve nagyobb mint félkör s az előbbi két pontban metszi; ilyent látni különösen a Tisza szétterült árvízéről, vagy a Léman taváról. *)

Az esőcseppeken kívül a köd szemecskéin is megtörhetik a napsugár s akkor a *ködszivárvány* keletkezik, amely mintegy 2^0 széles és 38^0 sugarú íves szalag, szintén a szivárvány színében. Néha a szemlélő árnyéka is megjelenik a ködön közvetlen közelben, de miután a köd alaktalan háttérén a szem teljesen elveszti távolság érzetét, s a ködkép határai elmosódottak, a szemlélő az árnyékot messze levőnek s így óriási nagynak képzei. Az árnyék feje körül dicsfény („Ulloa gyűrűje“) látszik. Különösen ballonokból szokott szépen látszani ez a jelenség.

A Nap és Hold körül gyakran látható *udvarok* a levegő ködszemecskéin történt fényelhajlás folytán keletkeznek. Mindenki mesterségesen is előállíthatja ezt a tűneményt, ha egy üveglapot lehelettel behomályosít s a lámpa elé tartja. Azonnal megjelenik az udvar, amely a szivárvány színei szerint belül ibolya-szinű, kívül pedig vörös. Az udvarok annál nagyobb átmérőjűek, minél finomabb eloszlású a köd. Vastag, nagy szemecskékből álló köd vagy felhő miatt az udvar kicsiny lesz, alig torjed ki a Hold szélétől a Hold átmérőjének távolságára.

A levegő nagy magasságaiban úszó jégkristályokon át a fénysugarak nemcsak elhajlást, hanem valósággal törést szenvednek s ez a szülő oka a *napgyűrűk*-nek és *melléknapok*-nak, amelyek különösen hideg, derült időben láthatók. A legszebb ilyen tűneményeket a magasabb földrajzi szélességek alatt lehet látni. A napgyűrűnek ugyanis néha két rendszere látszik az égen. Az egyik rendszer közepén a Nap van, a másik rendszernek középpontja a zenit, de ennek az utóbbinak csak egyes ívdarabjai elég fényesek, hogy fel lehessen ismerni. Ahol a két rendszer ívei egymást metszik, ott fényesebb foltok támadnak, amelyeket melléknapoknak szoktak nevezni.

*) FOREL : Le Léman. 1. K.

A levegő átlátszóságát nagyon megesőkenti a levegőben foglalt por, füst és köd. A napsugarak hatása alatt felmelegedett, a felszínről felszálló konvekziós áramok annyi port visznek a levegőbe, és pedig igen nagy magasságokra, hogy emmiatt a levegő átlátszósága tetemesen megesőkkenik s nyári napokon általában tapasztalhatjuk, hogy dél felé elhomályosul a levegő, a távoli hegyeket alig látjuk, az ég kéksége egészen elhalványodik. Eső után azonban megtisztul ettől a portól a levegő s a távoli hegyek sötéten, élesen látszanak.*) A levegőnek ezt a homályosságát mechanikai homályosságnak nevezhetjük. HANN ezen kívül megkülönböztet úgynevezett optikai homályosságot, amely onnan származik, hogy a levegő igen különböző hőmérsékletű, tehát különböző sűrűségű és törőképeségű részekből állhat akkor, mikor erős konvekziós áramok, vagy pedig különböző hőmérsékletű légrétegeknek egymással való gyors keveredése a lég homogén voltát megzavarja. Ugyanaz a tünetény ez, mint amely miatt a porrá tört üveg átlátszatlaná lesz. Annyiféleképen törik meg a fény az ilyen nem homogén közegen való áthaladása közben, hogy erős szétszóródást szenved s az így kapott fény mintegy fátyolt von a kilátás elé. Ez az optikai homályosság azonnal eltűnik, ha polarizátoron át tekintünk körül, minthogy az optikai homályosságot okozó, szétszóró fénysugarak polárosak. A [mechanikai homályosságot nikóllal eltüntetni nem sikerül.

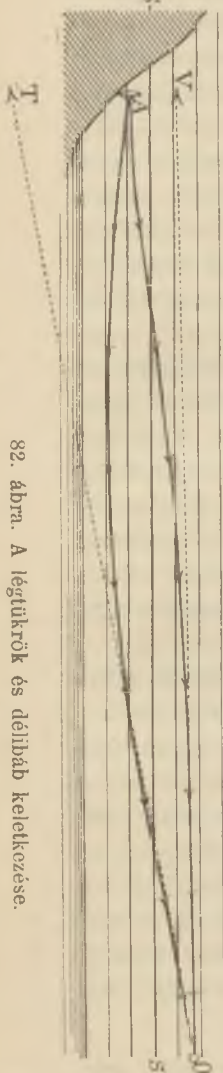
A levegő egymás felett fekvő rétegeinek különböző sűrűsége okozza a refrakciót, vagyis a fénysugarak elhajlását a levegőben, amely annál nagyobb, minél kisebb a világító égitest magassága a horizon felett.**)

Sőt egészen a horizonon fekvő dolgok képe igen gyakran különös változásoknak van alávetve. A nyugodt és szabályos levegő-elhelyezkedés idején közvetlenül a Föld felszínén találjuk a legsűrűbb légréteget s a sűrűség innen felfelé eleinte gyorsan fogy. Emmiatt a refrakció is rendkívül gyorsan nő lefelé s a horizonon már kétszer akkora, mint 2^0 -al felette. A horizonra süllyedt Nap vagy Hold

*) Hogy a távoli erdőborította hegyeket kéknek látjuk, az onnan származik, hogy a levegő alsó rétegei is szétszórják a Nap fényét s éppen úgy, mint ahogy az ég kék, a távoli tárgyak előtt is kék közeg gyanánt szerepel.

**) Részletesebben : DR. KÖVESZLOETHY R. : A math. és csill. földrajz. kézikönyve. Budapest, 1899. 143. lap

korongjának alsó szélét a refrakció körülbelül $\frac{1}{4}$ fokkal jobban fölemeli, mint a korong felső szélét s minthogy az azimutban változások nem történnek, a Nap korongja ellapultnak látszik és pedig nem szabályos ellipszissé lapul el, hanem a vízszintes átmérője alatti rész sokkal jobban összelapul, mint a felső rész.



82. ábra. A légkörök és délibáb keletkezése.

Megtörténik azonban néha, hogy a levegő legalsó, közvetlenül a Föld, vagy a víz színén nyugvó rétegei oly annyira melegebbek, mint a néhány m. magasságban következő rétegek, hogy emmiatt ritkábbak s így törőképességük csekélyebb, mint a felsőbb rétegeké. Ilyenkor a tárgyak bizonyos pontjairól jövő fénysugarak kétféle utat tesznek meg (82. ábra). Azok a sugarak, amelyek a tárgyaknak a maximális sűrűség nivója (SS) alatti részéből indulnak ki, a vízszintesnél magasabbra tartó iránynyal, azok a maximális sűrűség nivóján alul kissé homorú, majd az $S-S$ nivón felül domború vonalban terjednek s jutnak esetleg a szemünkhöz (O); azok a fénysugarak pedig amelyek ugyanazon pontból lefelé tartó iránynyal indulnak ki, azok esetleg teljes tükröződést szenvedhetnek s így homorú pályán jutnak a szemünkbe, az illető tárgy tükröképét mutatva. Miután a szem az elhajlott sugár utolsó elemének irányában látja az illető tárgyat, az O pontot két helyen fogjuk látni: először, mint valódi képet a V irányban, másodszor, mint tükröképet a T irányban. Ha ilyenféle tükröképek nagy síkság horizontja felett képződnek és a tükröképbe belejut a világos ég képe is, akkor fényes csíkot látunk a látóhatár sötét vonala alatt, amelyben a látóhatárról kiemelkedő egyenetlenségek, fák, házak, kutgémek stb. visszatükrözni látszanak s így a szemlélőben azt a benyomást keltik, mintha

valami csendes tó tükre csillogna a távolban. Ha ammellett a legsűrűbb nivó felett igen gyorsan csökkenik a levegő sűrűsége felfelé, ami sivatagok aránylag nagyon hűvös éjjelei után

nagyon könnyen megtörténhetik, akkor ebben a rendes sűrűség-elhelyezkedésű részben olyan nagy lehet a refrakció, hogy igen távoli dolgok láthatók lesznek a napnak bizonyos szakában. Az efféle tűneményeket *déli-báb*-nak, vagy *fata morgana*-nak nevezik. Még komplikáltabb sűrűségelhelyezkedéssel aztán még többszörös képek és tükörképek keletkezhetnek, amit felesleges tovább magyarázni.

Az egyszerű légtükrözés hűvös éjjelek után, amikor a tó vize melegebb, mint a levegő, a tó színe felett majdnem mindennapos a sűrűség fordított elrendezése a tó színén s majdnem mindennapos a légtükrözés pl. a Balatonon is. Ilyenkor a partokat felemelve látjuk, alsó részüknek fordított képe fölé. Síkságokon, pl. a Hortobágyon is igen gyakori jelenség, de csak akkor, ha aránylag hűvös éjszaka után a Nap intenzíven melegíti a földfelszínt. A khinai alföld rendkívül derült telén még — 10° hőmérséklet mellett is mindennap láttam a légtükrözést.

FÜGGELÉK.

1. A hőmérőkről.

A legáltalánosabb elterjedésű és a legpraktikusabb hőmérő a kéneső- vagy higany-hőmérő, amely a kéneső kiterjedésével vagy összehúzódásával méri a hőmérséklet változását. Nem szabad azonban elfelejtenünk, hogy a kénesőn kívül az üveg is kiterjed s ha az üveg kiterjedése egyenetlen, akkor a hőmérő esetleg igen hamis adatokat szolgáltatathat. Tudományos czélokra ezért nem szabadna más hőmérőt használni, mint olyant, amelynek üvegedénye úgynevezett jenai üvegből van, amely szintén tágul és összehúzódik ugyan, de egyenletesen s tágulásának mértéke hosszú idő múlva is közel ugyanaz marad. Megjegyezzük még, hogy a kéneső-hőmérő használata önkényes s csakis az olyan hőmérőt tekinthetjük finom, tudományos mérésekre alkalmasnak, amely össze van hasonlítva léghőmérővel. A kéneső-hőmérőknél még sokkal megbízhatatlanabbak a borszesz-hőmérők, amelyekben különösen a borszesz párolgása okozhat tévedést két úton. Ha a hőmérséklet az egész csőben igen magas, akkor a borszesz elpárolgása folytán tetemes nyomás keletkezik a hőmérő csövében, amely a borszesz színét lenyomja, de egyszersmint a borszesz látható mennyisége megfogyatkozik a csőben. Ha pedig a borszesz maga meleg, de a cső felső vége hideg, akkor a borszesz párái az üvegre lecsapódnak s lassanként, mint elszakadt szál jelentkeznek az elpárolgott szesz a cső felső végében.

Nem is szabad a borszesz-hőmérőt máskor használnunk, csak akkor, amikor annak használata úgyszólván elkerülhetetlen, t. i. a higany megfagyásának hőmérsékletén alul levő hőmérsékletek meghatározására. Ez a hőmérséklet a higany-hőmérők — 39.2 fokánál van, míg a hidrogén-hőmérőknek

— 38°8'-án. A borszesz, vagy az ujabban helyette használt egyéb folyadékok (amylalkohol, toluol stb.) igen alacsony hőmérséklet mellett fagynak meg s így a meteorológiában előforduló alacsony hőmérsékletek mérésére alkalmasak.

Sokkal kevésbé megbízhatók a fémhőmérők, amelyeknek használata két különböző fém különböző mértékű kiterjedését használja fel a hőmérséklet változásának mérésére. Ha ugyanis két különböző terjedékenységgű fémszalagot lapjával összehegesztünk, akkor a hőmérséklet megváltozása következtében a kettős fémszalag meggörbül. Igen érzékeny fémhőmérő a BREGUET-féle, amely három fémből (platina, arany, ezüst) összehegesztett, spirális szalagból van. Ezzel igen kicsiny hőmérsékletváltozásokat lehet konstatálni. Fémhőmérőt használunk az önműködő hőmérsékletjegyző gépeken, az úgynevezett termografokon is.

A meteorologus általában a kéneső-hőmérőkkel dolgozik. Ezeknek a skálája jelenleg még háromféle beosztás szerint készül. Tudományos téren majdnem kizárólag a Celsius-féle osztást használják, amelynek 0 pontja az olvadáspont hőmérsékletén van, 100°-a pedig a desztillált víz 760 mm. légnyomás mellett észlelhető forráspontjának hőmérséklete.*) Desztillált vizet kell mondanunk, mert minden oldat megváltoztatja úgy az olvadás, mint a forráspont hőmérsékletét. A nyomás növekedésével emelkedik a forráspont hőmérséklete, hisz tudjuk, hogy ezt a tűneményt épen a légnyomás nagyságának meghatározására használhatjuk.

A Réaumur-féle osztás szerint a hőmérő az olvadásponton 0°-ot, a forrásponton 80°-ot mutat. A Fahrenheit-féle hőmérő az olvadáspontot 32°-ával jelzi, a forráspontot pedig 212°-ával. A két alaphőmérséklet között tehát egész idegenszerűen 180°-ra osztja.**)

*) A „fagyáspont“ és „olvadáspont“ kifejezést váltakozva használhatjuk, de jobb az olvadáspont, mert tudjuk, hogy a vizet 0°-on alul is le lehet hűteni anélkül, hogy megfagyna. Az olvadáspont alatt értsük azt a hőmérsékletet, amelyen víz és jég keveréke változatlan marad, t. i. sem a víz nem fagy, sem a jég nem olvad. — A forráspontot nem magában a forró vízben mérjük, mert annak rétegenként más nyomása és hőmérséklete van, hanem a forró vízből felemelkedő párák lecsapódásának hőmérséklete az igazi 100°.

**) FAHRENHEIT hőmérőjének 0°-ul azt a hőmérsékletet választotta, amely mint legalacsonyabb hőmérséklet észleltetett Hollandiában 1709-ben s amelyet sokáig az ott ismert legalacsonyabb hőmérsékletnek tartottak.

A hőmérőknek egymásba való átszámítása a következő módon történik:

$$\begin{aligned} n^{\circ} C &= (0.8 n)^{\circ} R & n^{\circ} R &= (n : 0.8)^{\circ} C \\ n^{\circ} F &= [(n - 32) 0.55]^{\circ} C & n^{\circ} F &= [(n - 32)^{4/9}]^{\circ} R \\ n^{\circ} C &= (0.5 n + 32)^{\circ} F & n^{\circ} R &= (0.4 n + 32)^{\circ} F. \end{aligned}$$

Különösen egyszerűen lehet a Fahrenheit-féle beosztást Celsiusra átszámítani a következő szabály szerint. A Fahrenheit fokok számából vonjunk le 32° -ot, a maradékot felezzük, a félhez adjuk hozzá annak egy tized, egy század, egy ezred részét stb. s az eredmény a F fokok értéke C-ban kifejezve

$$\begin{aligned} \text{Pl. } 90^{\circ} F &= (90 - 32) \times 0.55 \\ 90 - 32 &= 58^{\circ} & 58 : 2 &= 29.00 \\ & & & 2.90 \\ & & & 0.29 \\ & & & 0.03 \\ & & & \hline & & & 32.22^{\circ} \end{aligned}$$

A különböző skálák egymásba való átalakítására szolgál a könyv végén található VII. táblázat.

Ha sok Fahrenheit, vagy Réaumur-féle adatot kell átszámítani Celsius-féle fokokra, akkor legegyszerűbb a grafikus úthoz fordulni, amint a 83. ábra mutatja. Egymás mellé rajzoljuk, tetszőleges nagy mértékben, amennyire a pontosság kívánja, a három hőmérőt s akkor párhuzamos vonalak húzásával leolvashatjuk az egyik skáláról a másiknak megfelelő fok-értéket.

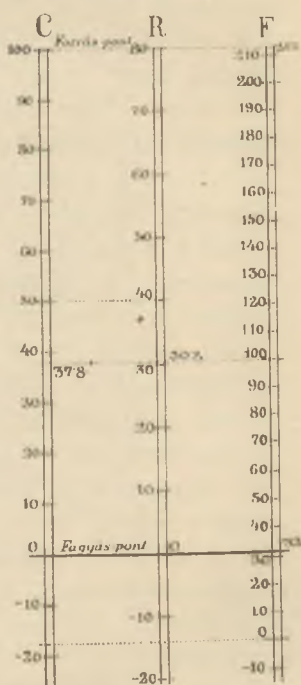
A rendes hőmérőkön kívül a meteorologusnak szüksége van még a *maximum*- és *minimum*-hőmérőkre is, amelyek a valamely időszakon belül bekövetkezett legmagasabb, vagy legalacsonyabb hőmérsékletet mutatják. Ha a közönséges kéneső-hőmérő kéneső oszlopának tetejére egy kis I alakú vaspálczikát teszünk az üvegesőbe, amelyet kis szőrszál feszít az üveg falához, akkor a kéneső-szál emelkedése közben ezt a kis fémpálczát feltolja, de visszahúzódása közben nem viszi magával. A pálczácska alsó kis lapja tehát az időközben felmerült legmagasabb hőmérsékletet mutatja. A pálczikát mágnespatkóval mindig visszahúzzhatjuk a kéneső felszínére. Ez a maximum-hőmérő.

A minimum-hőmérő rendszeren borszesz-hőmérő, amelybe szintén kis I alaku pálczikát teszünk, de most ez üvegből van s a borszesz belsejébe helyeztetik. A borszesz összehúzódása alkalmával a pálczikát viszi magával visszafelé, mert az a folyadék belsejéből annak homorú felületén támadt felületi feszültség miatt nem tud kiszabadulni. A folyadék kiterjedésével a pálczika helyén marad s az időközben felmerült legalacsonyabb hőmérsékletet mutatja. A pálczikát gyenge rázással visszahozhatjuk a borszesz felületéhez. Ennek a hőmérőnek okvetlenül vízszintesen kell állnia, mert a páleza különben saját súlyánál fogva is eleszik helyéből.

Minden hőmérőt használat előtt pontosan össze kell hasonlítaniunk valamely finom, normális hőmérővel, vagy pedig legalább a fagyás és forráspontját ellenőrzésnek kell alávetnünk. Nincs hőmérő, amely teljesen pontosan járna, de legalább a hibáit ismernünk kell.

A levegő hőmérsékletének meghatározása nem könnyű feladat. Mindig árnyékban kell mérni a hőmérsékletet, de emellett mindenféle káros sugárzást is el kell kerülni. Rendszeren bádogból készült házba foglaljuk a hőmérőket s oda állítjuk, ahol a szél akadálytalanul érheti. Erre a célra a bádogház, vagy köpönyeg nem zárt falú, hanem zsalús, redőnyös szerkezetű, ami a Nap sugarai ellen megvédi a hőmérőt, de ammellett a szél szabad bejárását megengedi, sőt a bádogedény felmelegedése miatt állandó légáramlás keletkezik annak belsejében alulról felfelé. Ujabban ASSMANN óragéppel hajtott kis propeller szárnyakkal mesterséges légáramlatot hajt a hőmérő házán keresztül (aspirációs hőmérők), amelyek különösen a ballon-észlelések alkalmával nélkülözhetetlenek, miután a ballon-kosárban majdnem lehetetlen az inszolációt kizárni.

Utazás vagy kirándulás közben a levegő hőmérsékletét



83. ábra. A háromféle hőmérő skálájának összehasonlítása.

akként határozzuk meg, hogy hőmérőnket zsinórra kötjük s valami nyílt, árnyékos helyen gyorsan forgatjuk a levegőben mindaddig, míg a hőmérő tovább már nem süllyed, vagy nem emelkedik. Meglehetősen biztosan kapjuk így meg a levegő hőmérsékletét, mert a hosszú zsinóron való forgatás közben a hőmérő sok levegővel érintkezik.

2. A barométer.

Vegyünk egy U alakú csövet s töltsünk bele kénesőt. A közlekedő csövek törvényének következtében a kéneső mind a két csőszárban egyforma magasan áll. Az egyik szarat most kössük össze valami légszivattyú csövével s kezdjük a levegőt kiszívni. Alig indul meg a szivattyúzás, a légszivattyúval összekötött csőszárban azonnal emelkedni, a másikban pedig süllyedni fog a kéneső színe. Amíg ugyanis a nyílt csőszárban a levegő nyomása ugyanaz maradt a kísérlet tartama alatt, addig a légszivattyú a másik szárban megcsökkentette a levegő nyomását. A kéneső felszínének magasság-különbsége a két csőben a nyomások különbségének mértékéül szolgálhat. A külső, szabad levegő nyomása ugyanis annyival nagyobb, mint a légszivattyús csőszárban uralkodó nyomás, mint amennyi annak a kéneső-oszlopnak a nyomása, a melylyel magasabb a légszivattyús csőszár kéneső-oszlopa a másiknál.

Szivassuk ki most a levegőt az illető csőszárból teljesen, vagyis legyen ott a nyomás 0. Akkor azt fogjuk tapasztalni, hogy a légszivattyús csőszárban a kéneső 760 mm.-rel áll magasabban, mint a nyílt csőben. A levegő nyomása tehát körülbelül 760 mm. magas kénesőoszlop nyomásával tart egyensúlyt.

A levegőt teljesen kiszívni igen nehéz, azért ehhelyett más, sokkal egyszerűbb eljárást használhatunk. Töltsünk meg valami 800 mm. hosszú, alsó végén elzárt csövet teljesen kénesővel. A cső nyílt végét fogjuk be ujjunkkal s felfordítva a csövet, merítsük annak nyílt végét valami kénesővel telt edénybe. A csőbe természetesen levegő nem juthat, azt elzárja a kéneső teljesen. Azt fogjuk tapasztalni, hogy amint ujjunkat elveszük a kéneső alá merített cső végéről, a csőben azonnal alászáll a kéneső s a cső legfelső részén üresség támad. A kénesőoszlop magassága körülbelül 760 mm. (TORRICELLI kísérlete.)

Az így állított csövet csak valami tartóval meg kell fogunk s készen van a barométer. A levegő nyomását mindenkor a csőben levő kénesőoszlop felszine és a szabad edényben levő kéneső felszine közötti magasságkülönbséggel mérjük.

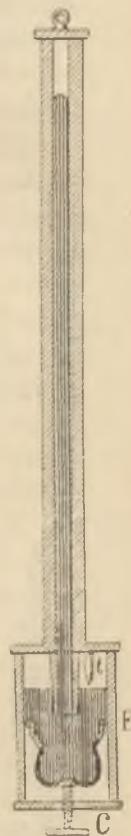
Igy azonban még nagyon ügyetlen a műszer, mert a magasságkülönbség meghatározása nagyon nehéz. Ehelyett főképen kétféle barométort használunk.

Ezek közül az egyik az ú. n. edényes, vagy FORTIN-féle barométer. (84. ábra.) A kénesőoszlopot tartó cső alsó nyílt vége *E* edénybe nyúlik, amely kénesővel van tele. A légnyomás emelkedésével vagy súlyedésével nemcsak a kénesőoszlop felszine emelkedik vagy súlyed, hanem az edényben levő kénesőé is, de annál kevesebbet, minél tágasabb az edény. Az edény alsó része azonban bőrből készült s ezt alulról felfelé csavarható csavarral (*C*) feljebb, vagy lejjebb eresztethetjük arra a czélra, hogy az edény kénesőjének felszínét mindig állandó magasságra állíthassuk. Ezt az állandó nivót a kis *t* elefántesont tű alsó hegye jelzi. Leolvasáskor tehát az alsó *C* csavarral a kéneső színét a kis tű hegyéig emeljük, aztán a csőben levő kéneső állását leolvassuk. A leolvasás azonnal a barométerállást adja, de természetesen, ezen a leolvasáson még több aprósággal kell javítanunk, a hőmérséklet, a kéneső felszínének kapilláris depressziója stb. miatt, hogy a valódi légnyomás értékét megkapjuk.

Ennek a barométernek hátránya az, hogy az edényben levő kéneső felszine lassanként tisztátalan lesz, s a tű hegyéhez való állítás nagyon nehézé válik, miután az edény üvegfalát meghomályosítja a reá tapadó szennyes kéneső. Hátránya azonkívül a kényesség is.

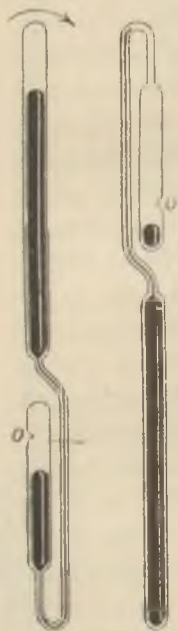
Készülnek olyan edényes barométerek is, amelyeknek edénye a cső átmérőjéhez képest olyan bő, hogy a légnyomás változásával beálló színváltozás az edényben igen csekély s el is hanyagolható. Ekkor a kéneső szintjének állandó nivóra való beállítása el is marad.

A második fajta a barométernek a közlekedő csöves, vagy



84. ábra.
FORTIN-féle
edényes
barométer.

GAY-LUSSAC-féle barométer, amely egyenlőtlen hosszú szárú U alakú csőből van. (85. ábra.) Itt a barométerállást a két csőszár kénesőoszlopának magasságkülönbsége adja meg, tehát két leolvasásra van szükség. Rendszeren a skálát úgy helyezik az üvegesövek mellé, hogy a skála kezdőpontja a két kéneső felszíne közé középtájrjra jusson, s akkor a számozás részben felfelé, részben lefelé folyik. A két leolvasás összege adja meg a barométerállást. Ha a két csőszár egyenlő átmérőjű, akkor a kéneső kapilláris depressziója ugyanaz mind a két csőszárban, feltéve, hogy a kéneső felszíne teljesen tiszta. Ekkor tehát a kapilláris depressziót nem kellene figyelembe venni, mert egymásnak hatását megszüntetik. A levegővel érintkező kéneső felszíne azonban megváltozik s ezzel a kéneső felületi feszültsége s így a kapilláris depresszió is. Ez az oka, hogy a FORTIN-féle barométerek sokkal pontosabb műszerek.



85. ábra. 86. ábra.
A GAY-LUSSAC-féle
barométer rendes
és felfordított állá-
sában.

Nagy előnye azonban ezeknek a közlekedő csőves barométereknek az, hogy úgy lehet őket készíteni, hogy szállításra igen alkalmasak legyenek. Ilyent mutat a 85. ábra is, amelyen látjuk, hogy a két csőszár egymással kapilláris vékonyágú csőrésszellettel közlekedik, ami megakadályozza a levegőbuborékok behatolását a cső üregébe. De azonkívül a nyílt csőszár is le van zárva s csak kicsiny kis, befelé kúpos nyílással (O) közlekedik a szabad levegővel, amelyen át a kéneső nem tud kiszabadulni, de a levegő akadálytalanul közlekedik.

Ha ezt a barométert felfordítjuk, úgy, hogy a hosszabbik cső felső vége a nyíl irányában mozogjon, akkor a 86. ábrában látható helyzet áll elő, vagyis a hosszabbik cső egészen megtelik kénesővel, míg a rövidebb csőben csak kevés marad.

A barométerek jóságának legfőbb kelléke, hogy a kénesőoszlop feletti űrben csakugyan ne legyen semmi levegő. Erről úgy győződhetünk meg, hogy a barométert óvatosan oldalt fordítjuk, mindaddig, míg a kéneső némi sebességgel a cső

tetőrészéhez ütközik. Ha ekkor pengő, fémes hangot hallunk, az azt jelenti, hogy semmi sem akadályozta meg a kéneső ütközését s így levegő nincs az oszlop feletti térben.

A barométernek mindig teljesen függőlegesen kell állnia, különben a skála nem a két kéneső felszín magasságkülömb-ségét, hanem a ferde kénesőoszlop hosszát mutatja, tehát a valódinál mindig nagyobb leolvasást kapunk. Hajókon emmiatt a barométert Cardano-féle kettős tengelylyel függesztik fel s erős lengését spirális rugókkal akadályozzák meg.

A kéneső idők folytán bepiszkolódik. Ilyenkor a műszer-részt kell segítségül hívni, aki a kénesőt újra megtisztítja.

A levegő nyomásának mérésére szolgálnak még az *aneroid-barométerek* is. Ezek elméletileg a rugós mérleghez hasonlítanak. Rendes, ma használatos alakjuk az úgynevezett holoszterikus aneroid, amelynek lényeges szerkezete egy kis kerek, orvos-ságos skatulyához hasonló, vékony sárgarézlemezből készült doboz, amelyből a levegő a lehetőségig el van távolítva, hogy az esetleg benne foglalt levegő ellennyomása a mérést ne kompli-kálja. A doboz felszíne hullámossá van téve, hogy minél nagyobb behajlást tanúsítson a megnövekedő légnyomás hatása alatt. A doboz fenekének közepén álló kis oszloppal erősítik az aneroid házának falához, a doboz tetején pedig szintén áll egy kis oszlop, amelynek emelkedése, vagy süllyedése épen a lég-nyomás változásának mértéke. Hogy már most ezt a parányi mozgást miképen nagyítják meg és teszik át a mutató forgó mozgásává, az nem tartozik ide. Temérdek szerkezet van ma már, egyik jobb, másik kevésbé használható, de valamennyinek meg van az a hibája, hogy könnyen megváltoztatják méreteiket s ezzel az aneroid mutatójának járását. Az aneroid tehát nagyon kényes szerszám s gyakran kell ellenőrizni valamely kéneső-barométerrel való összehasonlítás által. Előnye az aneroidoknak a kis térfogat és a könnyű szállíthatóság.

Minden barométernek lényeges alkotó része a hőmérő, amely a barométer házába van bele foglalva, hogy az eszköz hőmér-sékletét mutassa, különösen pedig a kénesőét, amennyiben annak hőmérsékletét feltétlenül ismernünk kell, hogy a levegő nyomását kiszámíthassuk, mert ennélkül nem ismerjük a kéneső sűrűségét. A meleg kéneső sűrűsége kisebb, mint a hideg, tehát ugyanazon levegőnyomással a meleg kénesőnek hosszabb

oszlopa tart egyensúlyt. Altalános szokás a barométer állását 0° -ra redukálni, hogy összehasonlítható értéket kapjunk.

A barométer leolvasásakor jobb először a rajta levő hőmérőt leolvasni, aztán a barométert, hogy a barométer leolvasása közben lehetünk, vagy testünk sugárzó melege a hőmérő állását meg ne változtassa.

A levegő nyomásának megméréseire szolgál még az úgynevezett *forrás-hőmérő*, amelylyel a forrásban levő víz hőmérsékletét határozzuk meg s ebből következtetünk a levegő nyomására. A tiszta víz ugyanis csak 760 mm. légnyomás alatt forr 100° C hőmérsékleten. Ha a nyomást a víz színe felett meg-növeljük, akkor magasabb hőmérsékletre kell melegítenünk, hogy forrásnak induljon s viszont kisebb légnyomás alatt alacsonyabb hőmérsékleten is forr. Ha megmérjük a forró vízből felszálló gőz hőmérsékletét, s megmérjük a levegő nyomását, azt fogjuk tapasztalni, hogy a nyomás ugyanakkora, mint a gőz észlelt hőmérséklete mellett lehetséges legnagyobb gőzfeszültség. A hőmérsékleteknek megfelelő gőzfeszültségek táblázata tehát fordítva, a víz felszínére ható nyomás meghatározására is használható. Ez a táblázat a következő oldalon található. (I. Táblázat).

Miután a légnyomás megváltozásával a forráspont hőmérséklete csak igen kicsit változik, az olyan hőmérőknek, amelyekkel a víz forrás-hőmérsékletéből a légnyomást akarjuk kiszámítani, nagyon érzékenyeknek kell lenniök, hogy a hőmérsékletnek még századrészt is le tudjuk olvasni. Olyan hőmérő azonban, amely a fok tizedrészeit biztosan megadja, az igen jó szolgálatot tesz a geográfus kezében közelítő magasságok meghatározása alkalmával, mert a buzogó, forrásban levő víz hőmérsékletéből a légnyomásra és ebből a magasságra következtethet. Készítenek azonban külön erre a célra készült hőmérőket és hozzá való forraló szerkezeteket, amelyekben a forrásban levő víz feletti gőz hőmérséklete hat a hőmérőre. Ezekben a fokok helyett azonnal a légnyomások vannak mm.-ben felírva.

I. tábla. A víz forrás-hőmérsékletének megfelelő légnyomások
(gőzfeszültségek) táblaja.

A víz forrás- hőmérséklete °C	Légnyomás (maximális gőzfeszültsé- g) mm.	A víz forrás- hőmérséklete °C	Légnyomás (maximális gőzfeszültsé- g) mm.	A víz forrás- hőmérséklete °C	Légnyomás (maximális gőzfeszültsé- g) mm.	A víz forrás- hőmérséklete °C	Légnyomás (maximális gőzfeszültsé- g) mm.
85.0	433.04	95.0	633.78	97.1	684.52	99.1	735.85
85.5	441.62	95.2	638.47	97.2	687.02	99.2	738.50
86.0	450.34	95.3	640.83	97.3	689.53	99.3	741.16
86.5	459.21	95.4	643.19	97.4	692.04	99.4	743.83
87.0	468.22	95.5	645.57	97.5	694.56	99.5	746.50
87.5	477.38	95.6	647.95	97.6	697.08	99.6	749.18
88.0	486.69	95.7	650.34	97.7	699.61	99.7	751.87
88.5	496.15	95.8	652.73	97.8	702.15	99.8	754.57
89.0	505.76	95.9	655.13	97.9	704.70	99.9	757.28
89.5	515.53	96.0	657.54	98.0	707.26	100.0	760.00
90.0	525.45	96.1	659.95	98.1	709.82	100.1	762.73
90.5	535.53	96.2	662.37	98.2	712.39	100.2	765.46
91.0	545.78	96.3	664.80	98.3	714.97	100.3	768.20
91.5	556.19	96.4	667.24	98.4	717.56	100.4	771.95
92.0	566.76	96.5	669.69	98.5	720.15	100.5	773.73
92.5	577.50	96.6	672.14	98.6	722.75	100.6	776.48
93.0	588.41	96.7	674.60	98.7	725.35	100.7	779.26
93.5	599.49	96.8	677.07	98.8	727.96	100.8	782.04
94.0	610.74	96.9	679.55	98.9	730.58	100.9	784.83
94.5	622.17	97.0	682.03	99.0	733.21	101.0	787.63

3. A barométer redukciója.

A hőmérséklet hatása alatt a kénosz kiterjed, de kiterjed maga a skála is. Ha a két anyagnak, t. i. a kénosznak és a sárgaréznek, amelyből rendszeren a skála készül, a hőmérséklet folytán való kiterjedése egyenlő volna, akkor tulajdonképen redukcióra nem volna szükség. Miután azonban a sárgaréz valamivel kevesebbet terjed ki, mint a kénosz, annál fogva a műszer növekedő hőmérséklete mellett mind többet és többet kell levonnunk az észlelt barométerállásból. Az üveg még kevesebbet terjed ki, mint a sárgaréz, tehát ha a skála üvegből van, akkor még valamivel többet kell levonnunk, az észlelt barométerállásból. A mellékelt táblázat értékeit tehát az észlelt barométerállásból le kell vonni. Megjegyezzük még, hogy a javítás nemcsak a hőmérséklettől függ, hanem még a barométerállástól is, de a barométerállással olyan lassan változik, hogy elég csak néhány kerekszámú barométerállásra megadni a javítást, a többi igen könnyen interpolálható (II. tábla).

II. tábla. A barométerállásoknak 0°-ra való redukálására (ha a skála sárgarézből van).

A műszer hő- mérséklete C°	A leolvasott barométerállás mm.							Ha a skála üveg- ből van, akkor még az előbbi javításon kívül levonandó:
	660	680	700	720	740	760	780	
1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·1	0·0
2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·2	0·3	0·3	0·0
3	0·3	0·3	0·3	0·4	0·4	0·4	0·4	0·0
4	0·4	0·4	0·5	0·5	0·5	0·5	0·5	0·0
5	0·5	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·6	0·0
6	0·6	0·7	0·7	0·7	0·7	0·7	0·8	0·1
7	0·7	0·8	0·8	0·8	0·8	0·9	0·9	0·1
8	0·9	0·9	0·9	0·9	1·0	1·0	1·0	0·1
9	1·0	1·0	1·0	1·1	1·1	1·1	1·2	0·1
10	1·1	1·1	1·1	1·2	1·2	1·2	1·3	0·1
11	1·2	1·2	1·2	1·3	1·3	1·4	1·4	0·1
12	1·3	1·3	1·4	1·4	1·4	1·5	1·5	0·1
13	1·4	1·4	1·5	1·5	1·6	1·6	1·6	0·1
14	1·5	1·5	1·6	1·6	1·7	1·7	1·8	0·1
15	1·6	1·7	1·7	1·7	1·8	1·8	1·9	0·1
16	1·7	1·8	1·8	1·9	1·9	2·0	2·0	0·1
17	1·8	1·9	1·9	2·0	2·0	2·1	2·1	0·1
18	1·9	2·0	2·0	2·1	2·2	2·2	2·3	0·1
19	2·0	2·1	2·2	2·2	2·3	2·3	2·4	0·1
20	2·1	2·2	2·3	2·3	2·4	2·5	2·5	0·2
21	2·2	2·3	2·4	2·4	2·5	2·6	2·6	0·2
22	2·3	2·4	2·5	2·6	2·6	2·7	2·8	0·2
23	2·5	2·5	2·6	2·7	2·8	2·8	2·9	0·2
24	2·6	2·6	2·7	2·8	2·9	2·9	3·0	0·2
25	2·7	2·7	2·8	2·9	3·0	3·1	3·2	0·2
26	2·8	2·9	2·9	3·0	3·1	3·2	3·3	0·2
27	2·9	3·0	3·1	3·1	3·2	3·3	3·4	0·2
28	3·0	3·1	3·2	3·3	3·3	3·4	3·5	0·2
29	3·1	3·2	3·3	3·4	3·5	3·6	3·7	0·2
30	3·2	3·3	3·4	3·5	3·6	3·7	3·8	0·2

Ugyanezt a táblázatot használhatjuk akkor is, ha a műszer hőmérséklete 0° -on alul van, miután a javítás érezhető hiba nélkül akkor is ugyanilyen nagy, de ellenkező előjelű. Ha tehát a műszer hőmérséklete 0° alatt van, akkor a táblázat értékeit nem levonjuk, hanem hozzá adjuk az észlelt barométerállásokhoz.

A kéneseő-barométert javítanunk kell a nehézség különböző értékei miatt is. Amint tudjuk ugyanis, a nehézség a Földnek minden helyén más és más, különösen a földrajzi szélességek és a tenger színe feletti magasság szerint. A barométerállásokat általában 45° földrajzi szélességre szokás redukálni, azonkívül szokás olyan nehézségre átszámítani, amilyen ugyanazon helyen a tenger színében volna (nem tévesztendő össze ez a redukálás az úgynevezett tenger színére való redukálással, amelyről a következőkben lesz szó). A földrajzi szélesség szerinti nehézségjavítás tetemes, míg a tenger színe felett való magasság szerinti nehézségjavítás aránylag csekély. Az egyenlítőtől egész a 45° -ig a nehézség kisebb, mint a 45° -on, tehát ugyanazon légnyomással magasabb kéneseőoszlop tart egyensúlyt, miért is a 45° -nál kisebb szélességű helyek légnyomás észleleteiből bizonyos javítást le kell vonnunk. A 45° -tól éjszakra a nehézség mind nagyobb és nagyobb lesz, tehát a kéneseő-oszlop a kellőnél kisebb magasságon áll. Az egyenlítőn leolvasott 760 mm. barométerállásból le kell vonnunk mintegy 2 mm.-t, a póluson észlelt 760 mm.-hez pedig körülbelül 2 mm.-t hozzá kell adni. A földrajzi szélességek szerint való javítások a III. táblázatban foglaltatnak.

A tenger színe feletti magasság miatt megváltozott nehézség folytán szükséges javítás nagyon csekély. Ha például 1500 m. magasságban 680 mm. barométerállást olvastunk le, ebből a kisebb nehézség miatt körülbelül 0.2 mm.-t kell levonnunk, ami alig jöhet számításba.

Ha a hőmérséklet és nehézség miatt való javításokon kívül még a műszer saját hibái és a kapilláris depresszió miatt is javítjuk az eredeti leolvasást, akkor az illető helyre nézve lehetőleg biztos mértékét szolgáltatottuk a levegő nyomásának.

III. tábla. A 0°-ra redukált barométerállás javítása a nehézség miatt, földrajzi szélességek szerint.

Földrajzi szélesség fokokban	A 0°-ra redukált barométerállás							Földrajzi szélesség fokokban
	660	680	700	720	740	760	780	
0	1·7	1·8	1·8	1·9	1·9	2·0	2·0	90
5	1·7	1·7	1·8	1·8	1·9	1·9	2·0	85
10	1·6	1·7	1·7	1·8	1·8	1·9	1·9	80
15	1·5	1·5	1·6	1·6	1·7	1·7	1·8	75
20	1·3	1·4	1·4	1·4	1·5	1·5	1·6	70
25	1·1	1·1	1·2	1·2	1·2	1·3	1·3	65
30	0·8	0·9	0·9	0·9	1·0	1·0	1·0	60
35	0·6	0·6	0·6	0·6	0·7	0·7	0·7	55
40	0·3	0·3	0·3	0·3	0·3	0·3	0·4	50
45	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	0·0	45

4. A légnyomás redukálása a tenger színére.

A barométerállásoknak az előbbieket szerint való helyesbítése megadja a légnyomás mértékét az illető helyen. De ha az illető hely nincs a tenger színében, akkor olyan adatot kaptunk, amely az összehasonlítást más légnyomásokkal nem engedi meg. Minél magasabban vagyunk a tenger színe felett, annál kisebb a műszerünk feletti levegőtömeg nyomása. Emmiatt aztán két különböző magasságú helyen történt észleléseket egymással nem hasonlíthatunk össze. Szokás tehát kiszámítani, hogy mi volna a légnyomás ugyanazon helyen, ugyanazon körülmények között a tenger színében? E célra a barométeres magasságmérés képletét fordítva kellene alkalmaznunk minden egyes esetben s ezzel számítani a keresett légnyomást. Ehelyett azonban táblázatok vannak kiszámítva, amelyekből a magasságnak, a hőmérsékletnek és az észlelt légnyomásnak megfelelő javítást azonnal megtalálhatjuk. Erre a célra használhatjuk a IV. táblát is, megjegyezvén, hogy az a következő pontban levezetendő barométeres magassági képlet alapján számított.

Példa. Legyen a barométer magassága a tenger színe felett 250 m. A barométerállás legyen 730 mm., a levegő hőmérséklete $+6^{\circ}$ C. A táblázatban a $+6^{\circ}$ hőmérséklet sorában és a 730 mm. barométerállás oszlopában 11·20 m. számadatot találunk, a mi azt jelenti, hogy 1 mm. barométerállás-különbség-

nek 11'2 m. magasságkülömbőség felel meg a jelen körülmények közt.

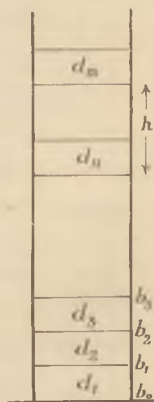
Mint hogy $250 : 11'20 = 22'32$, tehát viszont 250 m. magasságkülömbőségnek 22'32 mm. barométerállás-külömbőség felel meg. Ennyivel volna nagyobb a légnyomás ugyanazon helyen a tenger színében, vagyis a tenger színére redukált barométerállásunk jelenleg 752'32 mm.

5. A barométeres magasságmérés.

A levegő nyomása felfelé nem csökkenik a magassággal egyszerűen arányosan, hanem mértani haladvány szerint. Emmiatt a légnyomás és a magasság közötti összefüggés nem egyszerű, még akkor sem, ha a levegő hőmérséklete, páratartalma és a levegőre ható nehézségerő is az egész légkörben ugyanaz volna is. Ezek az utóbbi dolgok különösen komplikálttá teszik az összefüggést, azért egyelőre tegyük fel, hogy a levegő hőmérséklete minden magasságban állandó, továbbá hogy a levegő egészen száraz és végül, hogy a nehézség a magassággal nem változik.

Ebből a nagyon egyszerű szerkezetű légkörből képzeljünk most kivágva egy egységkeresztmetszetű hasábot (87. ábra). Ezt vagdaltjuk el 1 m. magasú lemezekre s tegyük fel, hogy a levegő sűrűsége olyan csekélyet változik felfelé, hogy ezeken az 1 m. magasságokon belül állandónak tekinthetjük. Legyen a lemezek sűrűsége egymás után $d_1, d_2, d_3 \dots$, a lemezek határfelületein észlelhető nyomások pedig legyenek $b_0, b_1, b_2, b_3 \dots$.

Tudjuk, hogy valamely testnek a nyomása az illető test tömegétől és a rája ható nehézségerőtől függ. A tömeg mértéke viszont nem más, mint a térfogat és sűrűség szorzata. Akármelyik kis lemezkének a külön kis súlyát, vagy (miután a keresztmetszet területe egység) nyomását akarunk is kifejezni, az illető kis lemez sűrűségét meg kellene szoroznunk a térfogattal és a nehézség állandójával. Ez a két utóbbi szorzó azonban mindegyik kis lemezre nézve ugyanaz, tehát világos, hogy az egyes külön-külön vett rétegek nyomása arányos azoknak sűrűségével. Más szóval:



87. ábra.
A barométeres magasságmérés képletének levezetése.

$$(b_0 - b_1) : (b_1 - b_2) = d_1 : d_2$$

$$(b_1 - b_2) : (b_2 - b_3) = d_2 : d_3 \text{ stb.,}$$

mert a $b_0 - b_1$ nem más, mint a d_1 sűrűségű, legalsó lemez saját nyomása. MARIOTTE törvénye alapján tudjuk, hogy

$$d_1 : d_2 = b_1 : b_2$$

$$d_2 : d_3 = b_2 : b_3 \text{ stb.}$$

Ha ezeket az arányokat az előbbiekkal összevetjük, akkor

$$b_1 : b_2 = (b_0 - b_1) : (b_1 - b_2)$$

$$b_2 : b_3 = (b_1 - b_2) : (b_2 - b_3) \text{ stb.}$$

Tegyük egyenlővé ezekben az aránylatokban a kütagok szorzatát a beltágok szorzatával s világos, hogy

$$b_1^2 = b_0 b_2$$

$$b_2^2 = b_1 b_3 \text{ stb.}$$

vagyis

$$b_0 : b_1 = b_1 : b_2$$

$$b_1 : b_2 = b_2 : b_3 \text{ stb.}$$

Jelöljük most egyszerűség kedvéért a $\frac{b_1}{b_0}$ törtet q -val, akkor

$b_1 = b_0 q$, azonkívül, miután $\frac{b_2}{b_1} = \frac{b_1}{b_0}$ a fennebbi arány szerint, tehát

$$\frac{b_2}{b_1} = q, \text{ vagyis } b_2 = b_0 q^2;$$

továbbá

$$b_3 = b_0 q^3;$$

általában pedig

$$b_n = b_0 q^n, \quad b_m = b_0 q^m$$

$$\frac{b_m}{b_n} = q^{m-n} = q^h$$

mert hisz m és n ugyanannyi métert jelentenek s így különbségük tényleg a magasságkülönbséget adja.

Ebből az egyenletből a h -t már ki tudjuk választani:

$$h \log q = \log b_m - \log b_n$$

$$h = - \frac{1}{\log q} \left(\log b_n - \log b_m \right)$$

IV. tábla. Az 1 mm. barométerállás-külömbőségnek megfelelő magasság-külömbőségek, méterekben.

Hőmér- séklet C ^o	A 0 ^o -ra redukált barométerállás										Hőmér- séklet C ^o
	680	690	700	710	720	730	740	750	760	770	
—30 ^o	10·46	10·31	10·16	10·02	9·88	9·74	9·61	9·48	9·36	9·24	—30 ^o
—28 ^o	10·55	10·39	10·20	10·10	9·96	9·82	9·69	9·56	9·44	9·32	—28 ^o
—26 ^o	10·63	10·48	10·33	10·19	10·04	9·90	9·77	9·69	9·51	9·39	—26 ^o
—24 ^o	10·72	10·56	10·41	10·27	10·12	9·98	9·85	9·71	9·59	9·47	—24 ^o
—22 ^o	10·80	10·65	10·50	10·35	10·21	10·06	9·93	9·79	9·67	9·54	—22 ^o
—20 ^o	10·89	10·73	10·58	10·44	10·29	10·14	10·01	9·87	9·74	9·62	—20 ^o
—18 ^o	10·98	10·82	10·66	10·52	10·37	10·22	10·09	9·95	9·82	9·70	—18 ^o
—16 ^o	11·06	10·90	10·75	10·60	10·45	10·30	10·17	10·03	9·90	9·77	—16 ^o
—14 ^o	11·15	10·99	10·83	10·68	10·53	10·38	10·25	10·10	9·97	9·85	—14 ^o
—12 ^o	11·23	11·07	10·92	10·77	10·61	10·47	10·32	10·18	10·05	9·92	—12 ^o
—10 ^o	11·32	11·16	11·00	10·85	10·70	10·55	10·40	10·26	10·13	10·00	—10 ^o
— 8 ^o	11·41	11·24	11·08	10·93	10·78	10·63	10·48	10·34	10·20	10·08	— 8 ^o
— 6 ^o	11·49	11·33	11·17	11·02	10·86	10·71	10·56	10·42	10·28	10·15	— 6 ^o
— 4 ^o	11·58	11·41	11·25	11·10	10·94	10·79	10·64	10·49	10·36	10·22	— 4 ^o
— 2 ^o	11·66	11·50	11·34	11·18	11·02	10·87	10·72	10·57	10·43	10·30	— 2 ^o
0 ^o	11·75	11·58	11·42	11·26	11·10	10·95	10·80	10·65	10·51	10·38	0 ^o
2 ^o	11·85	11·68	11·51	11·35	11·19	11·03	10·89	10·74	10·60	10·46	2 ^o
4 ^o	11·94	11·77	11·60	11·44	11·28	11·12	10·97	10·83	10·69	10·55	4 ^o
6 ^o	12·04	11·86	11·69	11·53	11·37	11·20	11·06	10·91	10·77	10·63	6 ^o
8 ^o	12·13	11·96	11·78	11·62	11·46	11·29	11·15	11·00	10·85	10·71	8 ^o
10 ^o	12·22	12·05	11·87	11·71	11·55	11·38	11·23	11·08	10·94	10·80	10 ^o
12 ^o	12·32	12·14	11·97	11·80	11·63	11·47	11·32	11·17	11·02	10·88	12 ^o
14 ^o	12·41	12·23	12·06	11·89	11·72	11·55	11·41	11·25	11·11	10·96	14 ^o
16 ^o	12·51	12·33	12·15	11·98	11·81	11·64	11·49	11·34	11·19	11·04	16 ^o
18 ^o	12·60	12·42	12·24	12·07	11·90	11·73	11·58	11·43	11·27	11·12	18 ^o
20 ^o	12·69	12·51	12·33	12·16	11·99	11·82	11·67	11·51	11·36	11·21	20 ^o
22 ^o	12·79	12·61	12·42	12·25	12·08	11·90	11·75	11·60	11·44	11·29	22 ^o
24 ^o	12·88	12·70	12·51	12·34	12·17	11·99	11·84	11·68	11·53	11·38	24 ^o
26 ^o	12·98	12·79	12·61	12·43	12·26	12·08	11·93	11·77	11·61	11·46	26 ^o
28 ^o	13·07	12·88	12·70	12·52	12·35	12·17	12·01	11·85	11·70	11·55	28 ^o

A $-\frac{1}{\log q}$ meghatározható már tapasztalatilag, de számítás útján is. Ennek a szorzónak értéke

$$-\frac{1}{\log q} = 18401 \text{ méter.}$$

A magasság kifejezése lesz tehát

$$h = 18401 (\log b_n - \log b_m).$$

Ezen a képletben azonban még javítanunk kell a hőmérséklet, a párányomás, a földrajzi szélesség és a nehézségnek a magasság szerint való változása miatt. Ezekkel a javításokkal együtt, amelyeket elemi eszközökkel bajos levezetni, a barométeres magasság-képletünk a következő lesz:

$$\begin{aligned} h = 18401 \left(\log b_n - \log b_m \right) &\times \left(1 + 0.003665 \frac{t_n + t_m}{2} \right) \times \\ &\times \left(1 + 0.377 \frac{e_n + e_m}{2} \right) \times \left(1 + 0.0026 \cos \varphi \right) \times \\ &\times \left(1 + \frac{z(2z + h)}{2R} \right) \end{aligned}$$

ahol h a keresett magasságkülönbség méterekben, b_m és b_n az észlelt barométerállás a felső és alsó állomáson, t_n és t_m a hőmérséklet, e_n és e_m a párányomás ugyanazokon a helyeken, φ a két állomás közepes földrajzi szélessége, z az alsó állomás tengerszín feletti magassága és R a Föld sugara méterekben kifejezve.

Megjegyezzük még ehhez a képlethez, hogy a légnyomásnak (b_m és b_n) tulajdonképpen abszolút mértékben (CGS) kellene kifejezve lennie, de miután a kettő viszonya szerepel a kifejezésben, annál fogva a végeredményt nem változtatja meg, ha más mértékben fejezzük is ki őket. A barométerállásoknak azonban a normális nehézségre kell redukálva lenniök (45° szélesség, a tenger színében), vagy pedig függetlenek legyenek a nehézségtől, amilyenek pl. az aneroid és a forrás-hőmérő adatai. A barométer kénecsőoszlopának nyomása változik még ugyanis a nehézség megváltozásával, ezt tehát a számításból ki kell küszöbölni. A barométeres magasságmérő képletben

látható nehézség-javítás ugyanis a levegő nyomására vonatkozik s nem a barométer kénese-oszlopának nyomására. Ha a képletbe azonnal be akarnók tudni ezt a nehézségjavítást is, akkor a legelső állandót kellene megváltoztatnunk s 18401 helyett 18426-ot kellene írunk, amivel azonban megint baj van, mert csak a szabad levegőre vonatkozik, míg a hegyoldalakon felfelé a nehézség esökkenése valamivel kisebb. Megjegyezzük, hogy a rendszeren közkészen forgó táblázatok számadataiba a nehézség miatt való ilyen javítás már be van tudva, úgy, hogy a táblázatok használatakor a barométerállásokat nem kell a nehézség miatt javítanunk.

A barométeres képlet egyes elemeinek meghatározásában elkövetett hibák befolyása a következő: a) A barométerállás leolvasásában elkövetett ugyanakkora hiba annál nagyobb befolyású, minél nagyobb magasságokról van szó. Közelítőleg minden 0.1 mm. hibának 1 m. magassághiba felel meg, ami elég tetemes.

b) A levegő hőmérsékletének megállapításakor elkövetett hiba szintén elég tetemes hibát okoz az eredményekben. Ha a hőmérő leolvasását, vagy általában a levegő hőmérsékletének megállapítását 1°-kal elhibáztuk, akkor a megmért magasság 0.4%-tel hibás lesz. 1000 m. magasságkülönbség tehát mintegy 4 méterrel lesz hibás.

c) A párányomás hibás megállapítása igen csekély befolyású, mert csak 7—8 mm. hiba okoz elég érzékeny eltérést az eredményben. De hisz az egész közepes párányomás ennyi szokott lenni az alsóbb légrétegekben, tehát ennyit nem igen lehet hibázni, úgy hogy a hőmérséklet okozta hiba mellett ezt teljesen figyelmen kívül hagyhatjuk. 1 mm. hiba a párányomásban körülbelül 0.07%-os eltérést okoz az eredményben.

d) Hasonlóképen egészen jelentéktelen az a hiba, amit a nehézségjavításban elkövetett hiba okozhat, akár a földrajzi szélességek, akár a tengerszín feletti magasságok miatt változó nehézség megállapításában követtük is el a hibát.

Mindebből az tűnik ki, hogy a magasságmérő képletünket komplikáló tagok legnagyobb része nagyon csekély jelentőségű s a képletet közönséges gyakorlati célokra nagyon egyszerűsíteni lehet.

Ilyen egyszerűsítés a BABINET-féle, amely után formulánk a következő alakot nyeri:

$$h = 16010 \left[1 + 0.002 (t_m + t_n) \right] \frac{b_n - b_m}{b_n + b_m}.$$

Ennek az alaknak egyik változata:

$$h = 29,288 (545,75 + t_m + t_n) \frac{b_n - b_m}{b_n + b_m}$$

amely szerint igen jó táblázatot találunk kiszámítva a Természettudományi Társulat kiadásában megjelent „Kirándulók Zsebkönyve” című útmutatóban.

Nagyon egyszerű a JORDAN táblázata is*), amelyet szintén ilyen egyszerűsített képlet alapján számított ki. A táblázatot praktikus és kevés számítást igénylő használatánál fogva itt is közöljük. A tábla használata a következő:

Legyen az alsó állomáson leolvasott és 0°-ra redukált barométerállás $b_n = 753$ mm., a felső állomáson pedig $b_m = 685$ mm., a két állomás közepes hőmérséklete $+8^\circ$. Az Va. táblázat szerint 753 mm.-nek megfelel 100.8 m. tengerszín feletti magasság, a 685 mm.-nek pedig 903.7 m. t. sz. f. A két magasság különbsége:

$$903.7 - 100.8 = 802.9 \text{ m.}$$

Ennyi volna a két állomás magasságkülönbsége, ha a közepes hőmérséklet $+15^\circ \text{C}$ volna. Feladatunk szerint azonban ez $+8^\circ$. Az Vb táblának alsó részén a 800 m. közepes magasságnak és $+8^\circ$ hőmérsékletnek 19.5 m. levonanandó javítás felel meg:

$$802.9 - 19.5 = 783.4 \text{ m.}$$

Ennyi tehát a két észlelési hely magasságkülönbsége.

Hasonló, vagy más mód szerint berendezett táblákat úgyiszolván minden tankönyvben és segédkönyvben találunk.

*) Dr. W. JORDAN: Mathematische und geodätische Hülftafeln, Hannover 1895.

V. a) tábla. A barométerállásoknak (B) megfelelő tengerszín feletti magasságok, ha a levegő közepes hőmérséklete $+15^{\circ}$ C.

B	H	d	B	H	d	B	H	d	B	H	d
mm	m	m	mm	m	m	mm	m	m	mm	m	m
565	2537,6	15,0	615	1818,3	13,8	665	1155,1	12,7	715	540,1	11,9
566	2522,6	15,0	616	1804,5	13,8	666	1142,4	12,8	716	528,2	11,8
567	2507,6	14,9	617	1790,7	13,7	667	1129,6	12,7	717	516,4	11,8
568	2492,7	14,9	618	1777,0	13,7	668	1116,9	12,7	718	504,6	11,8
569	2477,8	14,9	619	1763,3	13,7	669	1104,2	12,6	719	492,8	11,8
570	2462,9	14,9	620	1749,6	13,7	670	1091,6	12,7	720	481,0	11,8
571	2448,0	14,8	621	1735,9	13,6	671	1078,9	12,6	721	469,2	11,8
572	2433,2	14,9	622	1722,3	13,7	672	1066,3	12,6	722	457,4	11,7
573	2418,3	14,7	623	1708,6	13,6	673	1053,7	12,6	723	445,7	11,7
574	2403,6	14,8	624	1695,0	13,6	674	1041,1	12,6	724	434,0	11,7
575	2388,8	14,7	625	1681,4	13,5	675	1028,5	12,6	725	422,3	11,7
576	2374,1	14,8	626	1667,9	13,6	676	1015,9	12,5	726	410,6	11,7
577	2359,3	14,7	627	1654,3	13,5	677	1003,4	12,5	727	398,9	11,7
578	2344,6	14,6	628	1640,8	13,5	678	990,9	12,5	728	387,2	11,6
579	2330,0	14,7	629	1627,3	13,5	679	978,4	12,5	729	375,6	11,7
580	2315,3	14,6	630	1613,8	13,4	680	965,9	12,5	730	363,9	11,6
581	2300,7	14,6	631	1600,4	13,5	681	953,4	12,4	731	352,3	11,6
582	2286,1	14,5	632	1586,9	13,4	682	941,0	12,4	732	340,7	11,5
583	2271,6	14,5	633	1573,5	13,4	683	928,6	12,5	733	329,2	11,6
584	2257,1	14,6	634	1560,1	13,4	684	916,1	12,4	734	317,6	11,5
585	2242,5	14,5	635	1546,7	13,3	685	903,7	12,3	735	306,1	11,5
586	2228,0	14,4	636	1533,4	13,3	686	891,4	12,4	736	294,6	11,6
587	2213,6	14,5	637	1520,1	13,3	687	879,0	12,3	737	283,0	11,5
588	2199,1	14,4	638	1506,8	13,3	688	866,7	12,3	738	271,5	11,5
589	2184,7	14,4	639	1493,5	13,3	689	854,4	12,3	739	260,0	11,5
590	2170,3	14,3	640	1480,2	13,2	690	842,1	12,3	740	248,5	11,4
591	2156,0	14,4	641	1467,0	13,3	691	829,8	12,3	741	237,1	11,5
592	2141,6	14,3	642	1453,7	13,2	692	817,5	12,3	742	225,6	11,4
593	2127,3	14,3	643	1440,5	13,1	693	805,2	12,2	743	214,2	11,4
594	2113,0	14,3	644	1427,4	13,2	694	793,0	12,2	744	202,8	11,4
595	2098,7	14,2	645	1414,2	13,2	695	780,8	12,2	745	191,4	11,4
596	2084,5	14,3	646	1401,0	13,1	696	768,6	12,2	746	180,0	11,3
597	2070,2	14,1	647	1387,9	13,1	697	756,4	12,2	747	168,7	11,4
598	2056,1	14,2	648	1374,8	13,1	698	744,2	12,1	748	157,3	11,3
599	2041,9	14,2	649	1361,7	13,0	699	732,1	12,1	749	146,0	11,3
600	2027,7	14,1	650	1348,7	13,1	700	720,0	12,1	750	134,7	11,3
601	2013,6	14,1	651	1335,6	13,0	701	707,9	12,2	751	123,4	11,3
602	1999,5	14,1	652	1322,6	13,0	702	695,7	12,0	752	112,1	11,3
603	1985,4	14,0	653	1309,6	13,0	703	683,7	12,1	753	100,8	11,3
604	1971,4	14,1	654	1296,6	12,9	704	671,6	12,0	754	89,5	11,2
605	1957,3	14,0	655	1283,7	13,0	705	659,6	12,0	755	78,3	11,2
606	1943,3	14,0	656	1270,7	12,9	706	647,6	12,0	756	67,1	11,2
607	1929,3	13,9	657	1257,8	12,9	707	635,6	12,0	757	55,9	11,2
608	1915,4	13,9	658	1244,9	12,9	708	623,6	12,0	758	44,7	11,2
609	1901,5	14,0	659	1232,0	12,9	709	611,6	11,9	759	33,5	11,2
610	1887,5	13,8	660	1219,1	12,8	710	599,7	12,0	760	22,3	11,2
611	1873,7	13,9	661	1206,3	12,8	711	587,7	11,9	761	11,1	11,1
612	1859,8	13,8	662	1193,5	12,8	712	575,8	11,9	762	0,0	11,1
613	1846,0	13,9	663	1180,7	12,8	713	563,9	11,9	763	-11,1	11,1
614	1832,1	13,8	664	1167,9	12,8	714	552,0	11,9	764	-22,2	11,1
615	1818,3		665	1155,1		715	540,1		765	-33,3	

6. A szél sebességének és nyomásának mérése.

Egyik meteorologiai elem mérése sem olyan nehéz, mint a szél sebességének és nyomásának meghatározása. De hisz a szélnek ez a két mérete csak rövid ideig szokott állandó maradni, rendszeren rohamokban, pillanatról pillanatra változó sebességgel szokott fújni s még inkább változik a szél nyomása, amely aztán már nemcsak a sebességgel, hanem a levegő pillanatnyi sűrűségével is változik.

A legelső s még ma is használatban levő szélmérők a szél nyomását mérik és pedig vízszintes tengely körül forgó súlyos lemez kilengésével. Aki ilyen műszerrel próbált mérni, az tapasztalhatta, hogy a lemez folyton nyugtalanul lebeg, pontos leolvasás majdnem lehetetlen. Másik fajta szélmérő a szívó-anemometer, amely azon tapasztalaton alapszik, hogy valamely edény nyílása előtt elfúvó szél az edényben levő levegőt részben magával ragadva megritkítja, tehát nyomását alászállítja. Ha valami nyomásmérővel megmérjük a levegő nyomásának csökkenését az edényben, akkor fogalmat szerezhetünk a szél sebességéről.

Legjobban el vannak terjedve a ROBINSON-féle szélmérők, amelyeknek szerkezete a következő. Vertikális tengelyre horizontálisan kinyúló karok vannak erősítve, ezeknek a végén félgömb alakú csészék vannak, mélyedésükkel egy irányban elhelyezve, úgy hogy akárhonnán fúj a szél, a négy csészés kar közül egyiknek mindig az üregét, a vele szemben levőnek pedig gömbös külső felületét éri a szél, a másik két csésze pedig oldalt áll a szélre. Az üregbe hatoló szél, erősebb nyomást fejt ki, mint a csésze külső felületére jutó szél, tehát a szerkezet el kezd forogni a csészék domború felülete felé. Minél sebesebb a szél, annál gyorsabban forog a szerkezet, s miután a vertikális tengely alsó végén végtelen csavarral egy számlálógépet hajt, a forgásszám valamely időegység alatt, észlelhető. ROBINSON azt hitte, hogy egyszerű összefüggés van a forgás sebessége és a szél sebessége között, t. i. hogy a szél sebessége háromszor akkora, mint a csészék középpontjának mozgása. Ez azonban tévesnek bizonyult, túlságos nagy szelekre enged következtetni. Újabb időben minden egyes ilyen anemométer állandóját külön határozzák meg. Megjegyezzük, hogy a szél folytonos intenzi-

tásváltozásai miatt még a legpontosabb műszerek sem fognak könnyen hasznavehető adatokat szolgáltatni.

Régen keresik már az összefüggést a szél sebessége és nyomása között, de oddig még teljesen jó eredményre nem jutottak, minthogy a szél nyomása nemcsak annak sebességétől, hanem sok egyéb tényezőtől, így pl. a nyomásnak kitett felület területétől is függ. Kisebb síkfelületekre a nyomás általában a sebesség négyzetével arányos és pedig

$$p = 0.125 v^2$$

ahol p a négyyszögméterre jutó nyomás kilogrammonként, a v pedig a szél sebessége m/sec. Az egységterületre ható nyomás a felület nagyságával csökkenik. Nagyobb felületekre tehát aránylag kisebb a szélnyomás.

7. A levegő páratartalmának és nedvességének mérése.

A levegő páratartalmának mérése közvetlenül is lehetséges úgy, hogy valamely elzárt edényben foglalt levegőből a nedvességet elnyeletjük erre alkalmas anyagokkal (foszforanhidrid, kénsav stb.) s ha ezeknek súlyát az elnyeletés előtt és után meghatározzuk, a súly megnövekedése megadja a levegőben foglalt pára súlyát. Ez a módszer igen finom mérlegeket kíván s nagyon körülményes.

A második módja a páratartalom meghatározásának abban áll, hogy valamely helyen a levegőt addig hűtjük, míg abból a párák elkezdenek kicsapódni. Azt a hőmérsékletet, amely mellett a levegő megtelik párával s a pára harmat alakjában az edény falára kezd kicsapódni, nevezzük harmatpontnak. A harmatpont már maga is igen fontos meteorologiai adat, de ammellett belőle igen biztosan és könnyen tudjuk a levegő nedvességét meghatározni, tehát ez kitűnő módja a légnedvesség tanulmányozásának. A kísérlet kényes volta miatt azonban nem igen használják a meteorológusok.

Igen érdekes, közvetlenül a párányomást meghatározó módszer az, amelyet SCHWACKHÖFER volumen-ligrométerjével hajthatunk végre. Ezzel a műszerrel meghatározzuk egy elzárt edényben foglalt levegőtömeg feszültségét, vagy nyomását, azután az előbbi anyagokkal eltávolítjuk a levegőből a nedves-

séget s újra meghatározzuk a feszültséget. A kettő különbsége adja a keresett párányomást.

A legelterjedtebb módszer a levegő nedvességének meghatározására abban áll, hogy megmérjük a teljes párolgásban levő víz felszínének hőmérsékletét; a megfelelő műszer a pszichrométer néven ismeretes. Tegyük egymás mellé két hőmérőt, az egyiknek higanyedényét kössük be finom szövettel s ezt nedvesítsük meg. A víz erről a nedves szövetről el kezd párologni s elvon bizonyos melegmennyiséget a hőmérő kénesejétől. Minél szárazabb a levegő, annál gyorsabban párolog a víz s annál több meleget von el a kénesejtől. Az ilyen hőmérő tehát alacsonyabb hőmérsékletet mutat, mint a száraz hőmérő. A két hőmérő adatának különbségéből kiszámíthatjuk a levegő nedvességét. A kéneseögműből elvont meleg mennyisége ugyanis arányos az elpárolgott víz mennyiségével. Az időegység alatt elpárolgott vízmennyiség arányos a víz felszínének hőmérséklete mellett lehetséges maximális párányomás és a már jelenlevő párák nyomásának különbségével. A párolgásban levő víz hőmérsékletét mutatja épen a nedves hőmérő. A folytonos párolgás azonban mind jobban és jobban lehűtené a nedves hőmérőt, ha az nem kapna a környezettől sugárzás és vezetés útján mindig újabb és újabb melegmennyiséget. Ez a nedves hőmérőhöz vezetetett melegmennyiség arányos lesz a nedves hőmérőt környező levegő és a nedves hőmérő hőmérsékletének különbségével vagyis épen az egymás mellett függő nedves és száraz hőmérők által mutatott hőmérséklet különbségével. Ha a kéneseögmű a párolgás miatt már nem hűl tovább, akkor egysúly van s a párolgás miatt elvesztett meleg mennyisége egyenlő a külső levegőből hozzá jutó meleg mennyiségével.

Jelöljük a párolgó víz hőmérséklete mellett lehetséges legnagyobb párányomást E -vel, a levegő tényleges párányomását e -vel s C_1 legyen valami állandó. Akkor az elvezetett melegmennyiség M_1 lesz

$$M_1 = C_1 (E - e)$$

feltéven, hogy a térben idegen gáz nincs jelen. A levegő maga azonban idegen gáz gyanánt megcsökkenti a párolgást és pedig saját nyomásával fordított arányban. Ha a légnyomás b , akkor a párolgás miatt elvesztett melegmennyiség

$$M_1 = C_1 (E - e) \frac{1}{b}$$

A hozzá vezetett meleg mennyisége egyensúly esetén ugyanekkora, és pedig arányos a két hőmérőn látható különbséggel, tehát

$$M_1 = C_2 (t_1 - t_2)$$

ahol t_1 a száraz és t_2 a nedves hőmérőn leolvasott hőmérséklet, C_2 pedig valami állandó. Így tehát

$$C_1 (E - e) \frac{1}{b} = C_2 (t_1 - t_2).$$

Ezt az egyenletet ilyen alakban is lehet írni:

$$e = E - b A (t_1 - t_2)$$

ahol $A = \frac{C_2}{C_1}$ olyan állandó, amelyet tapasztalatilag meghatározhatunk.

Megjegyezzük azonban, hogy a párolgás gyorsaságára még a levegő mozgása is nagy befolyású. Ha teljesen nyugodt levegőben végezzük a kísérletet, akkor nem a szabad levegő párányomását jelenti az e , hanem annak a sokkal páradúsabb levegőburoknak, amely a nedves hőmérő gömbjét közvetlenül körülvezi. Hogy ezt a sokkal nedvesebb levegőt eltávolítsuk, a pszichrométert aszpiráló szerkezettel, szellőztetővel kell ellátnunk, amely gyorsan kiváltja a levegőt a nedves gömb körül. Ha a szerkezet olyan aszpirátorral, vagy ventilátorral van ellátva, vagy pedig a hőmérőt a zsinórra kötve oly gyorsan forgatjuk a levegőben, hogy az másodpercenként mintegy 2 m. sebességű szél hatása alatt legyen, akkor ennek az A együtthatónak az értéke körülbelül 0.00067, feltéve, hogy a légnyomás közepes (750 mm.) nagyságú. Ha a légnyomás más, más az A állandó értéke is.

Ez a képlet mindenesetre csak a legelső közelítés. SPRUNG, SVENSSON stb. tökéletesítették a formulát, de még ma sincs kellő pontossággal megállapítva.

A pszichrométerek legegyszerűbb alakja az August-féle, amely egymás mellé helyezett két hőmérőből áll. Az egyik hőmérő rondes, száraz, a másik finom szövettel be van vonva s erre a szövetre az alatta levő edényből kis gyapotszálakból font szövétnek szívja fel a vizet. Ezt a szerszámot jó szellőző helyre kell tennünk.

LAMBRECHT külön ventilátort szerkesztett, amelylyel szellőztetni lehet a nedves hőmérő gömbjét. Legtökéletesebb azonban az ASSMANN-féle aszpiráló-pszichrométer, amely kis óragéppel rendkívül erős légáramlást idéz elő mindkét hőmérő gömbje körül. Ez a legkényelmesebb és legtökéletesebb eféle műszer.

A pszichrométerek adataiból kiszámíthatjuk a párányomást és ebből a nedvességet. Nem kell azonban a képlethez fordulnunk, mert JELINEK táblázatot számított ki*), amelyekben minden hőmérsékletkülönbségnek megfelelően megtaláljuk a párányomást. Egyszerűbb számításokra elegendő a mi VI. táblázatunk is, amelyben az első kolumna a száraz hőmérőn észlelt adatokat (t_s) tartalmazza, a táblázat fejezetén a száraz és nedves hőmérők különbsége ($t_s - t_n$) szerint megtaláljuk a párányomást (p) mm.-ekben, a nedvességet (n) perzentekben és a harmatpontot (t_h) fokokban kifejezve. A táblázat a száraz hőmérő 0° alatt észlelhető hőmérsékleteinek megfelelő adatokat nem tartalmazza, miután az ilyen észleletek a pszichrométeren (t. i. amikor a nedves hőmérőt vékony jégrétegnek kell borítania) nem megbízhatók.

8. A felhők magasságának megmérése.

A felhők magasságának megmérésére szolgáló műszerek és módszerek ma annyira tökéletesedtek, különösen a fotogrammetria tökéletesítése óta, hogy a régibb műszerek és módszerek már csak inkább történelmi jelentőségűek. A régibb módszerek nagyrésze olyan, hogy a felhők vonulásának sebességét és a felhők magasságát feltételes vonatkozásba hozza s így igyekezik a két ismeretlen közül valamelyiket meghatározni.

Az újabb módszerek mind háromszögelésen alapulnak. Két észlelő feláll theodolittal, vagy fotogramméterrel két egymástól néhány száz m. távolságra fekvő ponton, s egyidejűleg beirányozzák a megméréndő felhő valamelyik jól distingválható pontját. Hogy a beirányzás egyidejű és mind a két állomáson ugyanarra a felhőpontra vonatkozzék, szükséges, hogy a két észlelő egymással folyton érintkezhessék. Újabb időben erre a célra nagyon előnyösen használják a telefont. Ha az egyidejű

*) WILD-JELINEK: Nedvmérői táblák, tekintettel a százfokú hőmérőre. Bécs, 1871.

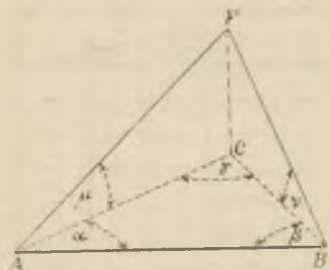
VI. tábla. A pszichrométer adataiból a párányomást (p), a nedvességet (n) és a harmatpontot (t_h) megtudni.

t_s C°	A száraz és nedves hőmérő különbsége ($t_s - t_n$) C°											
	0°			1°			2°			3°		
	p mm.	n %	t_h C°	p mm.	n %	t_h C°	p mm.	n %	t_h C°	p mm.	n %	t_h C°
0	4.6	100	0	3.8	82	-2.7	2.9	64	-6.0	2.1	46	-10.2
1	4.9	100	1	4.1	83	-1.6	3.2	66	-4.6	2.0	49	- 8.5
2	5.3	100	2	4.4	84	-0.5	3.6	68	-3.4	2.8	52	- 6.8
3	5.7	100	3	4.8	84	0.6	3.9	69	-2.1	3.1	54	- 5.4
4	6.1	100	4	5.2	85	1.7	4.3	70	-0.9	3.4	56	- 4.0
5	6.5	100	5	5.6	86	2.8	4.7	72	0.3	3.8	58	- 2.6
6	7.0	100	6	6.0	86	3.9	5.1	73	1.4	4.2	60	- 1.3
7	7.5	100	7	6.5	87	4.9	5.5	74	2.6	4.6	61	0.0
8	8.0	100	8	7.0	87	6.0	6.0	75	3.8	5.0	63	1.3
9	8.6	100	9	7.5	88	7.0	6.5	76	4.9	5.5	64	2.5
10	9.1	100	10	8.0	88	8.1	7.0	76	6.0	6.0	65	3.8
11	9.8	100	11	8.6	88	9.2	7.6	77	7.2	6.5	66	5.0
12	10.4	100	12	9.3	89	10.2	8.1	78	8.3	7.0	68	6.2
13	11.1	100	13	9.9	89	11.3	8.8	79	9.4	7.6	69	7.3
14	11.9	100	14	10.6	90	12.3	9.4	79	10.5	8.3	70	8.5
15	12.7	100	15	11.4	90	13.3	10.1	80	11.6	8.9	70	9.7
16	13.5	100	16	12.2	90	14.4	10.9	81	12.6	9.6	71	10.8
17	14.4	100	17	13.0	90	15.4	11.7	81	13.7	10.4	72	11.9
18	15.3	100	18	13.9	91	16.4	12.5	82	14.8	11.2	73	13.0
19	16.3	100	19	14.8	91	17.5	13.4	82	15.9	12.0	74	14.2
20	17.4	100	20	15.8	91	18.5	14.3	83	16.9	12.9	74	15.3
21	18.5	100	21	16.9	91	19.5	15.3	83	18.0	13.8	75	16.4
22	19.6	100	22	18.0	92	20.6	16.4	83	19.0	14.8	76	17.5
23	20.9	100	23	19.1	92	21.6	17.5	84	20.1	15.9	76	18.5
24	22.2	100	24	20.4	92	22.6	18.6	84	21.1	17.0	77	19.6
25	23.5	100	25	21.6	92	23.6	19.9	84	22.2	18.1	77	20.7
26	25.0	100	26	23.0	92	24.6	21.2	85	23.2	19.4	78	21.8
27	26.5	100	27	24.5	92	25.7	22.5	85	24.3	20.6	78	22.8
28	28.1	100	28	26.0	93	26.7	24.0	85	25.3	22.0	78	23.9
29	29.7	100	29	27.6	93	27.7	25.5	86	26.3	23.5	79	25.0
30	31.5	100	30	29.2	93	28.7	27.1	86	27.4	25.0	79	26.0

A VI. tábla folytatása.

t_s C°	A száraz és nedves hőmérő különbsége ($t_s - t_n$) °C											
	4°			5°			6°			7°		
	p mm.	n ‰	t_h C°	p mm.	n ‰	t_h C°	p mm.	n ‰	t_h C°	p mm.	n ‰	t_h C°
0	1·3	29	—15·9	0·6	12	—25·7	—	—	—	—	—	—
1	1·6	33	—13·6	0·8	17	—21·5	—	—	—	—	—	—
2	1·9	36	—11·4	1·1	21	—18·0	—	—	—	—	—	—
3	2·5	40	—9·4	1·4	25	—15·2	0·6	11	—24·8	—	—	—
4	2·6	42	—7·7	1·8	29	—12·6	0·9	15	—20·3	—	—	—
5	2·9	45	—6·1	2·1	32	—10·5	1·2	19	—16·7	0·4	6	—29·0
6	3·3	47	—4·5	2·4	35	—8·5	1·6	23	—13·9	0·8	11	—22·6
7	3·7	49	—3·0	2·8	37	—6·7	1·9	26	—11·5	1·1	14	—18·4
8	4·1	51	—1·6	3·2	40	—5·0	2·3	28	—9·3	1·4	18	—15·2
9	4·5	53	—0·2	3·6	42	—3·4	2·7	31	—7·3	1·8	21	—12·5
10	5·0	54	1·2	4·0	44	—1·8	3·1	34	—5·4	2·2	24	—9·9
11	5·5	56	2·5	4·5	46	—0·3	3·5	36	—3·6	2·6	26	—7·7
12	6·0	57	3·8	5·0	48	1·2	4·0	38	—1·9	3·0	29	—5·6
13	6·6	59	5·3	5·5	49	2·6	4·5	40	—0·3	3·5	31	—3·8
14	7·1	60	6·3	6·0	51	4·0	5·0	42	1·2	4·0	33	—1·9
15	7·8	61	7·6	6·6	52	5·3	5·6	44	2·7	4·5	35	—0·2
16	8·4	62	8·8	7·3	54	6·6	6·1	45	4·2	5·0	37	1·4
17	9·1	63	10·0	7·9	55	7·9	6·8	47	5·6	5·6	39	3·0
18	9·9	64	11·2	8·6	56	9·2	7·4	48	6·9	6·3	41	4·5
19	10·7	65	12·3	9·4	57	10·4	8·1	50	8·3	6·9	42	5·9
20	11·5	66	13·5	10·2	59	11·6	8·9	51	9·6	7·6	44	7·3
21	12·4	67	14·7	11·0	60	12·8	9·7	52	10·8	8·4	46	8·7
22	13·3	68	15·8	11·9	61	14·0	10·5	54	12·1	9·2	47	10·0
23	14·3	69	16·9	12·8	61	15·2	11·4	55	13·4	10·0	48	11·4
24	15·4	69	18·0	13·8	62	16·4	12·3	56	14·6	10·9	49	12·7
25	16·5	70	19·1	14·9	63	17·5	13·3	57	15·8	11·8	50	13·9
26	17·6	71	20·2	16·0	64	18·7	14·4	58	17·0	12·8	51	15·2
27	18·9	71	21·3	17·1	65	19·8	15·5	58	18·1	13·9	52	16·4
28	20·2	72	22·4	18·4	65	20·9	16·6	59	19·3	16·1	53	18·8
29	21·5	72	23·5	19·6	66	22·0	17·9	60	20·5	17·4	56	20·0
30	23·0	73	24·6	21·0	67	23·1	19·2	62	21·6	18·6	59	21·2

irányzás sikerült, akkor meghatározzák ezeknek az irányoknak magassági szögét (a horizon felett) és azimutját a bázisvonalról számítva. A bázisvonal hosszának ismeretével és ezzel a négy szöggel a felhő magasságát kiszámíthatjuk, hogyha a bázis két végpontjának tengerszin feletti magassága ugyanaz. Az egyszerű számítás a következő:



88. ábra. A felhők magasságának mérése háromszögelés útján.

Legyen a 88. ábrán AB az ismert hosszúságú bázis, F a felhőnek A -ból és B -ből egyidejűleg beirányzott pontja. Bocssássunk le képzeletben ebből az F pontból az AB pontok nívójában fekvő C pontra egy függélyest. Akkor a megmért azimutok lesznek α és β s a megmért magasságok μ és ν , Ismernünk kell tehát az FC hosszúságot.

$$FC = AC \cdot \tan \mu.$$

Tudjuk azonban, hogy az ABC háromszögben

$$AC = AB \cdot \frac{\sin \beta}{\sin (\alpha + \beta)}.$$

tehát

$$FC = AB \frac{\sin \beta}{\sin (\alpha + \beta)} \tan \mu.$$

Meg lehet oldani a feladatot a BCF háromszögből is és pedig analog módon

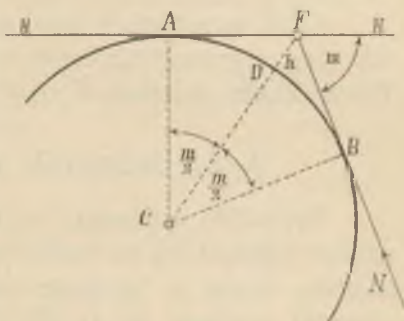
$$FC = AB \frac{\sin \alpha}{\sin (\alpha + \beta)} \tan \nu.$$

Ha a két eredmény ugyanaz, akkor meg lehetünk nyugodva, hogy mind a két pontról ugyanazt a felhőpontot irányoztuk be. Ha az A és B nem fekszenek egy nívón, hanem az egyik alacsonyabban, a másik magasabban, akkor is ilyenforma a megoldás, csak hogy figyelembe kell vennünk a két állomás magasságkülönbségét s meg kell állapotnunk, hogy melyik észlelő hely nívójára akarjuk vonatkoztatni a felhő magasságát?

A theodolit helyett még célszerűbb fototheodolitot használni, mert ezzel egyetlen irányzás és mérés eredményeképpen az égen látható felhőzet nagy részén, a két fényképen identifikálható pontoknak magasságát meg tudjuk határozni.

Az egyszerű mérések közül csak az ALHAZEN-féle felhőmagasságmérést említjük még fel, mint amely a horizon közelében levő, tehát még az előbb leírt módozat szerint is nehezen mérhető felhők magasságáról nyújt tájékozást. Ez a módszer azonkívül alsó határt ad a levegő oly rétegének magasságára nézve, amelyben még párakicsapódás lehetséges.

A módszer a következőben áll. Figyeljük meg, hogy a Nap lenyugta után a horizon felett látható, még jó ideig megvilágított felhő mikor veszti el teljesen fényét. Világos, hogy ebben a pillanatban a Nap olyan mélyen van a horizon alatt, hogy a Föld árnyékot vet a felhőre. A helyzetet a 89. ábra magyarázza meg legvilágosabban. Legyen A az észlelő helye a Föld felszínén, amelyet az



89. ábra. ALHAZEN módszere a horizon közelében látszó felhők magasságának megméréseire.

$f-f$ körvonal jelez. A felhő legyen F helyen, tehát h magasságban a Föld felszíne felett. A Nap utolsó sugara, amely még a felhőre vetődik, B pontban érinti a Föld felszínét. A Nap horizon alatti mélységét (negatív magasságát) az m szög jelzi. Ez a szög ugyanakkora, mint az ACB szög, mert a két szög szárjai egymásra sorban merőlegesek. Az FC vonal ezt az ACB szöget felezi, tehát

$$\sphericalangle ACF = \sphericalangle FCB = \frac{1}{2} m;$$

azonkívül

$$CA = CB = CD = R,$$

ha R a Föld sugara.

Az FBC derékszögű háromszögből

$$\cos \frac{m}{2} = \frac{R}{R+h},$$

tehát

$$h = \frac{R(1 - \cos \frac{1}{2} m)}{\cos \frac{1}{2} m} = 2R \sec \frac{1}{2} m \cdot \sin^2 \frac{1}{4} m.$$

Ha megfigyeljük az időpillanatot, amelyben a felhőről eltűnt az utolsó fénysugár, akkor a Nap deklinációjának ismeretével kiszámíthatjuk az ismeretlen m szöget. Legyen az óraszög τ , az észleléshely földrajzi szélessége φ , a Nap deklinációja az észlelés napján δ , akkor

$$\sin m = \sin \delta \cdot \sin \varphi + \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \cos \tau.$$

A két egyenletből megkapjuk a felhő magasságát. Így mérték meg a gyöngyházfényű felhők magasságát is, amelyekről a Bevezetésben volt szó.

9. Az esőmérők vagy ombrométerek.

Bármiféle alaprajzú, vertikális falú és vízszintes fenekű edényt tegyünk ki az esőre, az abba hullott esővíz magassága mértéke lehet a lehullott csapadéknak. Ugyanilyen vastag réteggel borítaná be az eső a Föld felszínét, ha nem folynék le és nem párologna el. Ezt a legegyszerűbb műszert használjuk tényleg az eső mérésére, azzal a megtoldással, hogy az edénybe hullott vizet nem engedjük elpárologni, hanem az edény fenekén levő nyíláson át összegyűjtjük egy másik, alul szintén csappal ellátott edénybe. Az összegyűjtött esővizet ezen a csapon át mérő üvegbe engedjük, a mely már úgy van beosztva, hogy azonnal mm.-ekben megadja azt a vízmagasságot, a mely az eredeti, esőnek kitett edényben létre jött volna, ha a vizet benne hagytuk volna. Ebben az egészen egyszerű alakjában használják ma is az ombrométereket. Ujabban önműködő csapadékjelzőket is használnak, de ezek közül még egy sem tökéletes.

10. A napsütés tartamának meghatározása.

A napsütés tartamának meghatározására egyszerű, de szellemes készülék szolgál: a CAMPBELL-STOKES-féle napsütés-regisztráló (sunshine recorder), amely nem áll másból, mint egy teke-golyó nagyságú üveggömbből, amely a Nap sugarait mint gyűjtő-lencse összegyűjti s a mögötte kifeszített papirosra jelet égot. A gömb mögött ugyanis vele koncentrikus gömbhéj áll, amelynek belső oldalára feszítjük az órák szerint beosztott papiros-szeletet. A papiros olyan anyaggal van bevonva, hogy

a gyenge napfény is foltot hagy rajta, de az erős napfény meg nem képes túlságosan megpörkölni. A papirosszeletekről aztán leolvashatjuk, hogy egy-egy nap alatt mennyi ideig sütött a Nap. A műszer felállítására vigyáznunk kell: a papirszelteken jelzett dél vonalkája és a gömb középpontját összekötő vonal épen a valódi *NS* vonalban feküdjék. Napsütéses délből, az időegyenlítés tekintetbe vételével, könnyen elérhetjük a műszernek ezt az állását.

VII. táblázat. A hőmérők adatainak egyik skáláról a másikra való átszámítása.

<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>	<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>	<i>C</i>	<i>R</i>	<i>F</i>
—40	—32	—40	—7	—5·6	19·4	17	13·6	62·6
—37·5	—30	—35·5	—6·7	—5·4	20	18	14·4	64·4
—37·2	—29·8	—35	—6·25	—5	20·75	18·3	14·6	65
—35	—28	—31	—6	—4·8	21·2	18·75	15	65·75
—34·4	—27·5	—30	—5	—4	23·0	19	15·2	66·2
—31·7	—25·4	—25	—4	—3·2	24·8	20	16	68
—31·25	—25	—24·25	—3·9	—3·1	25	21	16·8	69·8
—30	—24	—22	—3	—2·4	26·6	21·1	16·9	70
—28·9	—23·1	—20	—2	—1·6	28·4	22	17·6	71·6
—26·1	—20·9	—15	—1·1	—0·9	30	23	18·4	73·4
—25	—20	—13	—1	—0·8	30·2	23·9	19·1	75
—24	—19·2	—11·2	0	0	32	24	19·2	75·2
—23·3	—18·6	—10	1	0·8	33·8	25	20	77
—23	—18·4	—9·4	1·7	1·4	35	26	20·8	78
—22	—17·6	—7·6	2	1·6	35·6	26·7	21·4	80
—21	—16·8	—5·8	3	2·4	37·4	27	21·6	80·6
—20·6	—16·5	—5	4	3·2	39·2	28	22·4	82·4
—20	—16	—4	4·4	3·5	40	29	23·2	84·2
—19	—15·2	—2·2	5	4	41	29·4	23·5	85
—18·75	—15	—1·75	6	4·8	42·8	30	24	86
—18	—14·4	—0·4	6·25	5	43·25	31	24·8	87·8
—17·8	—14·2	0	7	5·6	44·6	31·25	25	88·25
—17	—13·6	1·4	7·2	5·8	45	32	25·6	89·6
—16	—12·8	3·2	8	6·4	46·4	32·2	25·8	90
—15	—12	5	9	7·2	48·2	33	26·4	91·4
—14	—11·2	6·8	10	8	50	34	27·2	93·2
—13	—10·4	8·6	11	8·8	51·8	35	28	95
—12·5	—10	9·5	12	9·6	53·6	36	28·8	96·8
—12·2	—9·8	10	12·5	10	54·5	37	29·6	98·6
—12	—9·6	10·4	12·8	10·2	55	37·5	30	99·5
—11	—8·8	12·2	13	10·4	55·4	37·8	30·2	100
—10	—8	14·0	14	11·2	57·2	38	30·4	100·4
—9·4	—7·5	15	15	12	59	39	31·2	102·2
—9	—7·2	15·8	15·6	12·5	60	40	32	104
—8	—6·4	17·6	16	12·8	60·8	—	—	—

TÁRGYMUTATÓ.

	Lap
<i>Abercromby</i> a felhők magasságáról	210
— az indiai oceán forgó viharairól	174
<i>Álney</i> a levegőn átjövő fény mennyiségéről	282
Absorptio.....	17
Abszolút 0°	14
Afrika csapadékai	227
<i>Aitken</i> a kicsapódásról	200
— módszere a por mennyiségének meghatározására.....	12
<i>Akerblom</i> a barométeres maximumokról és minimumokról	164
<i>Aktinométer</i>	17
<i>Alhazen</i>	3
— felhőmagasság-mérése	319
Állandó szélrendszerek	134
Ammoniak	9
Amylalkohol	291
Aneroid	94
Aneroid-barométerek	297
<i>Angot</i> az egy-potenciálú felületekről	262
<i>Angström</i> sugárzás-mérései	17
Anomália	64
Anticiklónok	155, 166
Antipasszát	138
Argon	8
<i>Assmann</i> a dér formáiról	198
— ballonészlelései	35
— féle aszpiráló-pszichrométer	315
— féle hőmérő-szellőztetés.....	293
Aszpiráló pszichrométer	315
Aubin.....	8
Auguszt-féle pszichrométer	314
Aurora borealis	271
Ausztrália esői	228
Ausztráliai monzún	149
Ázsia esői	228
<i>Babinet</i> -féle magassági formula	308
Badaconsy felhői	209

	Lap
Baku örök tüzei...	10
Balatonpart felhői...	206
Baquo szél...	177
Barogrammok zivatar alkalmával...	253
Barométer...	93, 294
Barométerállás javítása a nehézség miatt, földrajzi szélesség szerint...	302
Barométerállások különbségének megfelelő magasságkülönbségek táblája	305
Barométerállásoknak 0°-ra való redukálása...	300
Barométerállások redukálása a tenger színére...	302
Barométeres magassági képlet...	306
Barométeres magasságnérés...	303
— hibái...	307
Barométer és aneroid közti különbség...	93
Barométer redukciója...	299
Barth észleletei a Szahara hőingadozását illetőleg...	80
Beaufort-féle szélskála...	118
Belat szél...	177
Belső szél...	184
Berson ballon-észlelései...	35
Bezold a hőmérséklet vertikális eloszlásáról...	33
— a párák évszakonkénti vertikális elterjedéséről...	192
— az alkonyatról...	282
— a zivatarokról...	254
— módszere a párák kicsapódásának meghatározására...	187
Bigelow a ciklónok felhőképződményeiről...	164
Bijourdan a nedvesség napi ingadozásáról...	194
Billwiller az Engadin völgyi szeleiről...	154
— Svájc esőiről...	234
Birkeland a cirrusok keletkezéséről...	200
Bishop-féle gyűrű...	283
Bjerknes a légköri cirkulációkról...	125
Blizzard szél...	177
Blue-hill sárkány-észlelései...	38
Boldvai Bóbrik A. a sarkfénnyről...	271
Bora szél...	177
Boreas...	178
Borszesz hőmérő...	290
Bossekopi éjszaki fény...	272, 273
Boyle-Mariotte...	5
Branfille az indiai monzúnokról...	147
Breguet-féle fémhőmérő...	291
Buccari üböl felhője...	209
Buch L. v. az antipasszátokról...	138
Budapest havi közepes hőmérsékletei...	82
Bukarest napi esőjárása...	235
Buran szél...	178
Burster szél...	179

	Lap
Bursting of the monsoon	146
Buyss-Ballot-féle széltörvény	163, 166
Campbell-Stokes-féle napsütés-regisztráló	320
Celsius-féle beosztás	291
Ceylon csapadékának évszakonkénti változása	240
Chamzin szél	179
Cholnoky Medárdus napjáról	85, 240
Chubascos szél	180
Churwolson sugárzás-mérései	17
Cleveland Abbe számításai az évszakok közepes hőmérsékleteit illetőleg	44
Cleyton a felhők magasságáról	210
Collas szél	180
Cornu a középértékekről	88
Csapadék évi eloszlása	237
— földrajzi eloszlása	217
— napi és évi ingadozása	235
Cserrapundsi csapadéka	230
Cumulus felhők képződése	207
Cziklónok	155
Cziklónok (trópusi forgószelek)	169
— felfelé szálló áramlásai	160
— kísérő tünetényei	165
Cziklónokra vonatkozó tapasztalati adatok	161
Czirbusz a Hernádvölgy völgyi szeleiről	154
Czirkulációk keletkezésének kísérleti magyarázata	123
Dalibard a villámokról	267
Dalton törvénye a párányomásra nézve	190
Daniel-féle harmatpont-mutató	312
Davis a tornádókról	174
— zivatar-felhői	247
Dél-Amerika csapadécai	225
Déli báb	288
Dér és harmat	198
Dove a viharokról	173
— féle széltörvény	166
— számításai a parallellák közepes hőmérsékleteire	62
Dörgés	269
Douglas Archibald a Krakatoa kitöréséről	283
Dulong és Petit	14
Dutton a Havaii vulkánok csúcsán érezhető szelekről	139
Eberswalde talajának hőmérséklet-járása	76
Égboltozat látszólagos nyomott alakja	281
Ég kék színe	281, 283
Egy-potenciálú felületek	261
Eiffel torony észlelés-adatai a hőmérséklet vertikális eloszlására nézve	34
— torony tetejének hőmérséklet-járása	37
Éjszak-Amerika csapadécai	227

	lap
Éjszaki fény	271
— magassága	3
<i>Ekholm</i> a felhők magasságáról	210
— a földforgás kitérítő hatásáról	130
— a légköri cirkulációról	137
Elektromos potenciál	261
<i>Elfert</i> a felhőzetről	218
<i>Eliot</i> az indiai zivatarokról	147
— a forgó viharokról	174
Elpárolgás	195
<i>Elster</i> és <i>Geitel</i> a légkör elektromosságáról	264
— az ionok kondenzáló hatásáról	200
Eső	212
Esőmérők	320
— magasságának befolyása	213
Esőzés típusai	244
<i>Espy</i> a ciklónokról	174
Európa esői	230
<i>Exner</i> a légköri elektromosságról	263
Fagyáspont	291
<i>Fahrenheit</i> -féle beosztás	291
False-point ciklón	169
Fata morgana	289
Fekete tenger partjának esői	241
Felhők	199
Felhők formái	202
— hatása a légnyomásra	93
— magassága	210
— magasságának mérése	315
— mozgásának sebessége	211
<i>Ferrari</i> a zivatarokról	254
<i>Ferrel</i> a nagy légköri cirkulációról	137
— a szélességi körök közepes légnyomásáról	99
<i>Finley</i> a tornádókról	175
<i>Fodor József</i> a levegő szén-sav- és portartalmáról	8, 11
Föld belsejének melege	15
— forgásának befolyása a légáramlásokra	127
Főn elmélete	131
Főn-hatás a magyar határhegységeken	133, 134
Főn szél	180
<i>Forel</i> a Genfi-tó parti szeleiről	152
— a Léman felett látott szivárványról	286
Forgó szél	173
Forgó szelek és lokális szelek	168
Forgó viharok	169
Forrás-hőmérő	94, 298
Forrás hőmérsékletének megfelelő légnyomások táblája	299

	Lap
<i>Fortin</i> -féle edényes barométer	295
<i>Franklin B.</i> a villámokról.....	267
<i>Frejlach</i> az Elbevölgy csapadékáról.....	234
<i>Fritz</i> a sarkfényről.....	275
<i>Froc</i> a taifunokról	174
<i>Garriott</i> a nyugat-indiai viharokról	174
<i>Gay-Lussac</i> -féle barométer.....	296
<i>Glaisher</i> a hőmérséklet vertikális eloszlásáról.....	45
— a kisugárzásról	25
<i>Gotthard</i> villámspektrumai.....	269
Gőzfeszültségek táblája.....	299
Gőz fogalma.....	5
Gradiens	97
Greco szél	180
<i>Guldberg</i> és <i>Mohn</i> széltörvényei	126
<i>Günther</i> a sarkfényről	278
Gyöngysor-villám	267
Hadley a Föld forgásának a légáramlásokra való befolyásáról.....	127
Hajnal és alkonyat	282
<i>Hare</i> a ciklónokról	174
Harmat és dér	198
Harmatpont-mutató	312
Harmattan szél	180
Harmónikus analízis	110
Havai esői	243
— szigetek szelei	139
<i>Hawksbee</i> a villámról	267
<i>Hann</i> a légnyomás vertikális eloszlásáról	5
— a ciklónok örvénylő mozgásáról	158
— a felhőmegfigyelések és a szél iránya közti kapcsolatról.....	140
— a gradiensek és légáramlások összefüggéséről.....	126
— a hideg légáramlatok folytán keletkezett zivatarokról	254
— a légköri dagályról és apályról	112
— a magas hegyek hőmérséklet-járásáról	50
— a páratartalomnak felfelé való csökkenéséről	191
— a Serra da Estrella klímájáról	232
— átszámítása a magashegyi állomások hőmérsékleteiről	36
— az észak-amerikai alacsony légnyomásról	103
— az optikai homályosságról.....	287
— hipotézise a völgyi szelekről	154
<i>Hedin Sven</i> a Pamir esőiről	224
— Tibet jégesőiről	252
Hegyek befolyása a csapadékra	223
— az áramló levegő fizikai tulajdonságaira	131
<i>Heggyfok</i> a szél erősségének napi periódusáról	119
— az alsó és felső légáramlások viszonyáról.....	121
— felhőmegfigyelései Turkeven	141

	Lap
Hegyi szlek	153
Héjas E. a zivatarokról	256
Helium	8
Hellmann a porhullásról	11
— a porosz tartományok esőiről	233
Helmholtz a hullámos felhőkről	207
— a kicsapódásról	200
— az égboltozat alakjáról	280
Hemiszféres izanomália	64
Hepites Románia esőiről	233
Hergesell ballon-észlelései	35
Herkules-fürdő forrásvizének gázai	10
Herschel a Table-hegy felhőjéről (Table-cloth)	209
Hertz a párakicsapódás grafikus meghatározásáról	215
Hidrogén	9
Hildebrandsson a ciklónok természetéről	163
Himalája völgyi szelei	154
Hinricus a levegő magas rétegeinek összetételéről	6
Hó	212
Hold sugárzása	15
Holoszférás izanomália	64
Homén a kisugárzásról	24
— a talaj hőmérsékletének ingadozásáról	73
Hőmérők	290
— egymásba való átszámítása	292, 293, 322
Hőmérsékleti gradiens a Földben	15
Hőmérséklet évi ingadozása	81
Hőmérséklet évi ingadozásának földrajzi eloszlása	87
— földrajzi eloszlása	52
— ingadozásai	71
— napi ingadozása	77
— redukálása a tenger színére	53
— változása felfelé, szabad levegőben	27
— változása felfelé, hegyek között	47
Hővezetés	15, 16
Howard a felhőkről	202
Hullócsillagok	4
Mosvay Lajos a levegő ózontartalmáról	7
Indiai monzun	145
Ion elmélet	265
Izonomáliák	64
Izobar felületek	95
— alakja cirkuláció közben	125
Izobarok januáriusban	III. tábla
— júliusban	IV. tábla
Izobar vonalak évi közepes helyzete	99
Izohiéták Közép-Európában	V. tábla

	Lap
Izonfel vonalak	219
Izotermák évi közepes helyzete	56
— januáriusban	I. tábla
— júliusban	II. „
Jan-Mayen szigeten végzett sarkfény-észlelések	271
Japán szélrendszerei	148
Jégeső	213, 251
Jelinek nedvmérői táblái	315
Jesse a világító felhőkről	3
Jordan barométeres magassági táblája	308, 309, 310
Jungluhn Jáva hegyeinek csapadékáról	224
Kaiser a felhők magasságáról	210
Karvázý felhőmegfigyelései Ó-Gyallán	140
Kaspi tó monzunja	149
Kaukázus déli lejtőjének borája	178
Kaukázus esői	241
Kelvin lord a ciklonláncziókról	125
— a kicsapódásról	200
Keveredés folytán keletkezett kicsapódás	186
Kiesling a Kraktoa kitöréséről	283
Kis-Antillák forgó viharjai	171
Kisugárzás	23
Kita szél	180
Klagenfurti medenceze fordított hőmérséklet-járása	51
Klíma definíciója	1
Klimatologia definíciója	1
Kniping Japán szeleiről	148
Köd	199
Ködszivárvány	286
Konkoly villámspectrumai	269
Köppen klíma-övei	70
— magyarázata a szél sebességének napi periodusára	120
Kossava szél	180
Kövesligethy a levegőn átjövő fény mennyiségéről	282
— a refrakzióról	287
— a sarkfény és mágneses elemek összefüggéséről	279
Középértékek	89
Közép-Európa évi csapadéka	V. tábla
Kraktoa kitörése és az alkonyat	283
Kripton	8
Kundt a villámok spektrumairól	269
Labüls hőmérséklet-eloszlás felfelé	30
Lambrecht-féle pszichrométer-ventilátor	315
Lamont a légnyomás napi ingadozásáról	112
Langley a Hold felszínének hőmérsékletéről	15
— a sugárzásról	18
Lögáramlások keletkezése az izobarfelületek lejtős volta miatt	125

	Lap
Légáramlatok keletkezése és módosulása	122
Légáramlásokra ható erők	130
Lég hőmérő	290
Légkör határa	2
Légköri cirkuláció keletkezésének kísérleti magyarázata	123
Légköri elektromosság	261
Légkör méretei	2
— összetétele	2
Legnagyobb légnyomások a Föld felszínén	103
Légnyomás évi ingadozása	116
— évi közepes eloszlása a földszinten és nagyobb magasságokban	102
— ingadozása	107
— Közép-Európában <i>Hann</i> szerint	105
— napi periodusa	107
— redukálása a tenger színére	302
— vertikális elterjedése	92
Légtükrözés	288
<i>Lénárd</i> a katódsugarak szerepéről a ködképződéskor	200
— a napsugarak ionizáló hatásáról	265
— a vizesések körüli levegő elektromosságáról	262
Leste szél	181
Levante szél	181
Leveche szél	181
Levegő alkotó részei	5
— homályossága	287
— hőmérséklete	14
— nyomása	92
— páratartalma	185
— sűrűsége	4
Libeccio szél	181
Lidérczfény	10
<i>Lóczy</i> a Góbi sivatag felhőiről	206
— a Nan-san csapadékaról	223
<i>Loew</i> Éjszak-Amerika sivatagjairól	223
<i>Lommel</i> az alkonyatról	282
London köde	201
<i>Lorenz</i> és <i>Lothe</i> a boráról	178
<i>Mache</i> a kicsapódásról	200
Maestro szél	181
Májusi fagyok	44
<i>Margules</i> Dalmácia csapadékaról	234
Mauritius-orkánok	171
<i>Maury</i> a tengerparti szelekről	152
Maximum hőmérsék	292
Medárdus napja	85
<i>Meinardus</i> a porhullásról	11
<i>Meldrum</i> az indiai oceán forgó viharairól	171

	Lap
Melléknapok	280
Metán	9
Metargon	8
Meteorologia definíciója	1
<i>Midlendorff</i> a szibíriai búrán szélről	179
<i>Millosevich</i> Itália esőiről	234
Minimum-hőmérő	293
Mistral szél	181
Mocsárgáz	9
<i>Mohn</i> a gyöngyházfényű felhők magasságáról	3
— a zivatarokról	254
<i>Mohorovicic</i> a Buccari öböl felhőiről	209
<i>Möller</i> a térbeli gradiensekről	125
Monzun-szélrendszer	143
<i>Müller</i> a levegőn átjövő fény mennyiségéről	282
<i>Münz</i> a levegő széndioxid tartalmáról	8
<i>Murray</i> az eső összes mennyiségéről	235
<i>Nachtigall</i> hőmérséklet-észlelései a Szaharán	80
Napgyűrűk	286
Nap sugarainak melegítő hatása	19
— sugárzása	16
Napsütés tartamának meghatározása	320
Napudvarok	286
Nedvesség	189
— ingadozása	194
— földrajzi elterjedése	193
Nehézség-javítás a barométer-állásokon	301
Nemere szél	182
Néon	8
<i>Neumayer</i> a Krakatoa kitöréséről	283
Neutrális hőmérséklet-eloszlás felfelé	29
<i>Newton</i> kihűlés-törvénye	14
<i>Niemeyer</i> a sivatagok szeleiről	180
Nitrogén	7
<i>Nordenskjöld</i> a sark-fénnyről	276
Norther szél	182
Norwester szél	182
Nyugati szelek a mérsékelt égövön	136, 139
<i>Oberbeck</i> a légköri czirkulációkról	137
Oceánok viselkedése a sugárzás iránt	26
O-Gyalla barométeres izoplet vonalai	114
— felhővonulásai	140
— légnyomásának napi ingadozása	108
Olvadáspont	291
Ombrométerek	320
Optikai tűnemények	280
Ostro szél	183

	Lap
Oxigén	7
Ózon	7
P ampero szél	183
Pára keletkezése és kicsapódása	195
Pára kicsapódása	196
Páryanomás	188
Páratartalom	185
— mérése	312
— vertikális elterjedése	191
<i>Parts</i> ch Szilézia csapadékáról	234
Passzát szelek	138
Passzát szélrendszer keletkezése	135
<i>Payer</i> a sark-fényről	278
<i>Peltier</i> elektromos elmélete	263
<i>Perner</i> a meteorológiai optikáról	280
— a viharágyuzásról	217
Periodusos szelek	142
Perspektiva korlátozása	284
<i>Piddington</i> a forgó viharokról	173
Platók hőmérséklet-járása	48
<i>Polis</i> a minimumok és maximumok körül keletkező keringő légáramlásokról	164
Ponente szél	183
Por a levegőben	10
Porhullás 1896. február 25.-én	10
— 1901. márczius 11.-én	10
<i>Pouillet</i> -féle pyrheliométer	17
<i>Psevalzskij</i> az Ala-san csapadékáról	223
Pszichrométer	313
Pszichrométeres táblák	316, 317
Purga szél	183
Pyrheliométer	17
R aulin a Balkán félsziget esőiről	234
<i>Raum</i> Magyarország csapadékáról	233
<i>Rayleigh</i> a levegő összetételéről	8
— az ég színéről	281
<i>Réaumur</i> -féle beosztás	291
<i>Redfield</i> a nyugatindiai ciklónokról	173
Refrakció	287
<i>Reid</i> Wm. a forgó viharokról	173
<i>Reimann</i> az égboltozat alakjáról	280
<i>Reye</i> a forgó viharokról	173
<i>Robinson</i> -féle szélmérők	311
<i>Rollo Russel</i> a Krakatoa kitöréséről	283
<i>Róna</i> a légnyomás eloszlásáról	108
— a májusi fagyokról	44
— a nemere főn jellegéről	182
— Magyarország hőmérséklet-járásáról	83

	Lap
<i>Ross</i> a déli félteke alacsony légnyomásáról	100
<i>Russel</i> a londoni ködről	201
<i>Sainte-Claire-Deville</i> a májusi fagyokról	44
Salétromsav	9
<i>Sáring</i> a Balaton környékének hőmérséklet-járásáról	78
— a Balaton parti szeleiről	152
Sark-fény	271
— periodusai	279
Sark-magasság változásai	142
<i>Schiaparelli</i> a hulló csillagok magasságáról	4
<i>Schneider</i> a chamzin-szélről	180
<i>Schönrock</i> a felhőzetről	218
<i>Schott</i> a khinai tenger szeleiről	147
<i>Schubert</i> a talaj hőmérsékleténekjárásáról	77
<i>Schultheiss</i> Baden csapadékáról	234
<i>Schulz</i> Thüringia esőiről	234
<i>Schwackhöfer</i> -féle volumen-higrométer	312
Scirocco szél	183
<i>Sella</i> izanomáliás térképei	64
<i>Siemens</i> a nagy földi czirkulációról	137
— a Szahara homokviharjainak elektromosságáról	262
<i>Sohncke</i> elektronos elmélete	264
Sonnblick csúcs hőmérsékletjárása	51
— légnyomás ingadozása	116
<i>Spitaler</i> a légtömeg áthelyezkedésekről	142
— számításai a szélességi körök közepes hőmérsékleteire	62
<i>Sprung</i> a völgyi szelekről	154
— a pszichrométeres formula tökéletesítéséről	314
— elmélete a szél irányának napi periodusára	121
Stabilis hőmérséklet-eloszlás felfelé	29
<i>Stefan</i> a kisugárzásról	14
<i>Steiner L.</i> az ionokról	200
— számításai a légnyomás-ingadozás minimumának magassága iránt	117
<i>Stoney</i> a földi légkörről	2
<i>Strachey</i> a Himalája völgyi szeleiről	154
Strassburgi műnszter észleletei	35
<i>Strutt (Rayleigh)</i> az ég színéről	281
Sugárzás földrajzi eloszlása	22
Sunshine recorder	320
<i>Supan</i> a csapadék földrajzi eloszlásáról	220
— a légköri czirkulációról	137
— esőtípusai	244
— hőmérsékleti zónái	67
<i>Süiring</i> a cumulusokról	207
— ballon-észlelései	35
— a pára elterjedéséről	191
<i>Svensson</i> a pszichrométeres formula tökéletesítéséről	314

	Lap
<i>Sykes</i> India hegyeinek csapadékáról...	224
Szahara hőingadozása ...	80
— szelei ...	184
<i>Szalay</i> a villámokról ...	268
Számtani közép ...	89
Számum-szél ...	183
Szélesendek öve ...	137
Szél erősségének napi periodusai ...	119
— évi periodusa ...	122
— irányának napi periodusa ...	120
— nyomásának mérése ...	311
Szélről általában ...	117
Szél sebessége ...	119
— sebességének mérése ...	311
Szendioxid ...	8
Szénhidrogén ...	9
Szent-Elmo tüze ...	269
Szeszélyesség ...	91
<i>Szeverczov</i> a Tien-San esőről ...	224
Szivárvány ...	284
Szoláris állandó ...	16
<i>Szule</i> Galiczia csapadékáról ...	234
Table-hegy felhője (table-cloth) ...	209
Taifun ...	171
Talaj hőmérsékletének ingadozása ...	74
<i>Teisserenc de Bort</i> a felhőzet földrajzi elterjedéséről ...	218
— ballonészlelései ...	35
— törvényei a hőmérséklet eloszlásáról ...	44
— szerint a hőmérséklet eloszlása felfelé ...	43
Teneriffa-csúcs szelei ...	139
Tengeráramlások hatása a partok hőmérsékletére ...	58
Tengerparti szelek ...	150
Területtartás elve a légáramlások módosítására ...	129
<i>Thom</i> a délindiai viharokról ...	174
<i>Thomson J.</i> a nagy földi czirkulációról ...	137
— az ionelmélethez ...	265
— az ionok kondenzáló hatásáról ...	200
Tiflisz talajának hőmérséklet-járása ...	76
Toluol ...	291
Tornado ...	173
<i>Torricelli</i> kísérlete ...	294
<i>Toynbee</i> az atlanti oceán viharairól ...	174
<i>Trabert</i> a viharágyuzásról ...	217
— számítása a levegő magas rétegeinek hőmérsékletjárására nézve ...	38
Tramontana szél ...	184
Tromba ...	176
Turkeve felhővonulásai ...	141

	Lap
Turul-léghajó	35
Udden a porhullásról	11
<i>Ulloa</i> gyűrűje	286
Változékonyság	90
Vázsonyi szél	184
Viharágyszás	217
Vihar szeme	170
Világító felhők	3
Világtér hőmérséklete	14
Villámok	267
<i>Vines</i> az Antillák viharairól	174
<i>Violle-féle</i> aktinométer	17
Viztölcsér	179
Voeikov a fagyott földről	69
— a két félteke hőmérsékletének különbségéről	63
— a legnagyobb légnyomásokról	103
— a napi hőmérsékletjárásról	79
— az éjszak-amerikai alacsony légnyomásról	103
— az indiai szelekről	147
Völgyi és hegyi szelek	153
Volumen-higrométer	312
Walther J. a porhullásról	11
<i>Weyprecht</i> a sark-fényről	278
<i>Wiener</i> a sugárzásról	20, 21
<i>Wild-Jelinek</i> nedvmérői táblái	315
<i>Wilson</i> a kicsapódásról	200
<i>Winkler</i> a villámokról	267
<i>Wood</i> a Pamir esőiről	224
<i>Wrangel</i> a Kaukázus bórájáról	178
Yxelö sugárzása	20
Zala szele	184
<i>Zeleny</i> az ionelmélethez	265
<i>Zenker</i> számításai a hőmérséklet földrajzi eloszlására	54
Zephyros-szél	187
Zi-ka-wei szélirányai	144
Zivatar-koszorú	250
Zivatarok	246
Zivatar tünetényei	249

